LES FORMATIONS BAUXITIQUES LATÉRITIQUES DE CÔTE-D'IVOIRE

Les faciès, leur transformation, leur distribution et l'évolution du modelé

Bruno Boulangé

ÉDITIONS DE L'OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE ET TECHNIQUE OUTRE-MER

RENSEIGNEMENTS, CONDITIONS DE VENTE

Pour tout renseignement, abonnement aux revues périodiques, achat d'ouvrages et de cartes, ou demande de catalogue, s'adresser au :

SERVICE DES PUBLICATIONS DE L'ORSTOM
70-74, route d'Aulnay - 93140 BONDY (France)

- Tout paiement sera effectué par chèque bancaire barré ou par C. C. P., au nom du Service des Publications ORSTOM-C. C. P. : 22.272-21 Y PARIS.
- Achat au comptant possible à la bibliothèque de l'ORSTOM, 24, rue Bayard, 75008 PARIS.

Photo couverture : Néoformation de gibbsite sur cristaux d'amphibole (MEB).

Maquette : Imprimerie S.S.C. Bondy

TRAVAUX ET DOCUMENTS DE L'ORSTOM
No 175

LES FORMATIONS BAUXITIQUES LATÉRITIQUES DE CÔTE-D'IVOIRE

Les faciès, leur transformation, leur distribution et l'évolution du modelé

Bruno BOULANGÉ

ORSTOM - PARIS
1984

Cet ouvrage a fait l'objet d'une thèse soutenue le 28 juin 1983
à l'Université Paris VII
pour l'obtention du grade de Docteur ès Sciences

« La loi du 11 mars 1957 n'autorisant, aux termes des alinéas 2 et 3 de l'article 41, d'une part, « que les «copies ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées « à une utilisation collective» et, d'autre part, que les analystes et les courtes citations dans un but « d'exemple et d'illustration, «toute représentation ou reproduction intégrale, ou partielle, faite sans le « consentement de l'auteur ou de ses ayants droit ou ayant cause, est illicite» (alinéa 1er de l'article 40).

« Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une « contrefaçon sanctionnée par les articles 425 et suivants du Code Pénal».

I.S.B.N. : 2-7099-0715-1

O.R.S.T.O.M. 1984

AVANT - PROPOS

Avant de présenter ce travail, effectué dans le cadre de mes activités à l'Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer, je voudrais dans ces quelques lignes remercier tous ceux qui, d'une manière ou d'une autre, ont contribué à sa réalisation.

Je rends d'abord hommage à la mémoire de Monsieur le Professeur J. NICOLAS qui avait accepté le parrainage de mes recherches et m'avait accueilli dans son laboratoire lors de mon retour de Côte d'Ivoire en 1973; et je tiens aussi à remercier Monsieur le Professeur H. FAURE qui, Président du Comité Technique de Géologie, m'a encouragé à poursuivre ce travail et a veillé à ce que j'en ai le temps et les moyens.

Dès 1973, Monsieur le Professeur G. BOCQUIER me fit profiter de son expérience et ses conseils. Je lui dois, après cinq années d'interruption, d'avoir repris et mené ce travail à son terme. En 1980, lors de mon retour de Bolivie, il m'accueillit au sein de l'UER des Sciences Physiques de la Terre et mit à ma disposition tous les moyens analytiques de son laboratoire. Par ses connaissances, son dynamisme, son exigence et avec une grande patience et une amitié persuasive, il a su faire renaître et développer tout l'intérêt de ce travail qui, pour moi, s'était quelque peu estompé. Je ne saurais oublier les nombreuses heures passées ensemble aux microscopes, à la microsonde, et dans les différentes étapes de mise au point de ce mémoire. Qu'il me permette de lui dire ici, avec ma très profonde reconnaissance, toute mon amitié.

A plusieurs occasions, Monsieur le Doyen G. MILLOT, de l'Académie des Sciences, me reçut à l'Institut de Géologie de Strasbourg. J'ai toujours trouvé auprès de lui aide et encouragement. Il a consacré beaucoup de son temps à la rédaction de ce travail et me fait l'honneur de présider mon jury. Avec ma grande admiration, je lui exprime ma très dévouée et sincère reconnaissance.

Affecté au Centre ORSTOM d'Adiopodoumé, j'ai été orienté vers cette étude en 1968 par J. DELVIGNE et G. GRANDIN. J. DELVIGNE m'a fait partager sa compétence en pétrographie. Les nombreuses discussions tenues avec G. GRANDIN tant sur le terrain qu'au cours de la rédaction de ce mémoire m'ont été fort précieuses et ont entretenu une profonde amitié. Je les en remercie très sincèrement.

Je remercie aussi amicalement Monsieur le Professeur D. NAHON, de l'Université de Poitiers, de l'intérêt qu'il a porté à ce travail, notamment par la lecture et la critique d'un premier manuscrit, et d'avoir accepté de le juger.

Monsieur J.P. LAJOINIE, géologue en chef au BRGM, m'a fait partager toute son expérience des gisements de bauxites. Je lui sais gré ainsi qu'à Monsieur G. CALAS, professeur de minéralogie à Paris VII, de faire partie du Jury.

De nombreuses observations de terrain ont été faites en commun avec V. ESCHENBRENNER. Au cours de différentes missions j'ai toujours pu compter sur l'appui de mes collègues de l'ORSTOM et en particulier de J.M. WACKERMANN, A. BLOT, J.C. PION, Y. ALBOUY, M. CARN, Y. BOULVERT, C. TOBIAS, M. SAYOLLES. Le travail de C. HANRION, M. LAGOU, K. DAKOUA, D. HAMEDE a été précieux pour la préparation des échantillons. A tous j'adresse mon amicale reconnaissance.

Mes remerciements vont aussi aux responsables de services nationaux et d'exploitations et plus particulièrement à Monsieur NZI, du service géologique de Côte d'Ivoire, à Messieurs TAGINI et ZANONE de la SODEMI, à Messieurs CUDJOE et RENNER du service géologique du Ghana, à Monsieur le Professeur BELINGA de l'Université de Yaoundé, ainsi qu'à Messieurs MELFI, CARVALHO et FILHO de l'Institut de Géosciences de Sao Paulo.

Je garde le souvenir de tous ceux qui sur le terrain africain ont réalisé la difficile tache de fonçage des puits, et de ceux qui m'ont toujours accordé une hospitalité chaleureuse, et plus spécialement les villageois d'Assakra, de Siagozohoin et de Pakoki.

En France j'ai toujours rencontré encouragements et aides pour mes recherches. Mes sincères remerciements s'adressent :
- à l'équipe du laboratoire de Pédologie de Paris VII avec laquelle j'ai passé ces trois années et notamment à P. ILDEFONSE, dont j'ai apprécié l'aide et l'efficacité, J.P. MULLER, V. VERGES, V. ROSELLO, J. GAVARD, C. LEBRAS et J. DYON qui a réalisé la plupart des dessins.
- à Cl. BASSOULET et C. CARBONE qui m'ont appris l'utilisation de la microsonde
- à H. PAQUET et Y. TARDY toujours si disponibles à l'Institut de Géologie de Strasbourg.
- à C. PARRON et J.L. GUENDON associés dans l'ATP CNRS Bauxites du Midi de la France
- à B. HIERONYMUS, A.M. de KERSABIEC, P. BILDGEN du laboratoire de Géologie Appliquée de PARIS VI
- à Madame REGAZZI qui au Centre ORSTOM de Bondy a assuré la dactylographie avec beaucoup de gentillesse.

En terminant cet avant propos, je voudrais mentionner l'aide et le réconfort apportés par ma femme dans la réalisation de ce travail que je lui dédie.

SOMMAIRE

Introduction..... 5
Le milieu naturel des bauxites de Côte d'Ivoire..... 11

Première partie
PETROLOGIE DE FORMATIONS BAUXITIQUES IVOIRIENNES

Introduction..... 27
Chapitre I : La formation bauxitique du Mont Tato. Faciès isaltéritiques d'une bauxite sur granite..... 35
Chapitre II : La formation bauxitique de l'Oroumbo Bocca Faciès isaltéritiques et allotéritiques d'une bauxite sur amphibolite..... 81
Chapitre III : La formation bauxitique de Lakota. Faciès pisolitiques d'une bauxite sur granite..... 119
Conclusion : La définition pétrologique des trois modes de bauxitisation..... 155

Deuxième partie
TRANSFORMATIONS MINERALES ET VARIATIONS GEOCHIMIQUES

Introduction..... 163
Chapitre IV : La stabilité et la transformation des principales phases minérales présentes dans les bauxites..... 165
Chapitre V : Les variations géochimiques dans les formations bauxitiques étudiées..... 183
Conclusion : Les filiations et les discontinuités de faciès dans les trois formations bauxitiques..... 227

Troisième partie
RELATIONS ENTRE LA BAUXITISATION
ET L'EVOLUTION DU MODELE

Introduction..... 233
Chapitre VI : La distribution des formations bauxitiques de Côte d'Ivoire. Leurs genèses et leurs relations avec le modelé..... 235
Chapitre VII : Les bauxites latéritiques en zone tropicale. Formation, évolution et âge..... 273
Conclusion : La bauxitisation et l'évolution du modelé..... 295

Conclusions générales..... 299

Bibliographie..... 313
Liste des figures..... 329
Liste des tableaux..... 332
Table des matières..... 335
Planches photographiques.....

INTRODUCTION

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41543523_0014

BUT DE L'ÉTUDE

Les études entreprises en Côte d'Ivoire sur l'altération des roches (DELVIGNE, 1965) et sur les concentrations de manganèse (GRANDIN, 1968, 1973) avaient conduit ces auteurs à s'intéresser aux surfaces d'aplanissement et à en redéfinir la distribution en fonction de la topographie et des faciès cuirassés rencontrés. En raison de la spécificité des faciès cuirassés de chaque surface, il apparaissait intéressant d'étendre les études en cours aux cuirasses de la surface supérieure, dite "surface africaine " ou "surface bauxitique". En effet, leur position haute dans le paysage, à l'amont de toutes les autres formations indurées, ont toujours fait considérer les "bauxites latéritiques" comme jouant le rôle de réservoir de fer et d'alumine dont la redistribution dans le paysage assure les cuirassements sous-jacents.

Il importait donc de déterminer les mécanismes, intervenus au cours de l'histoire des profils bauxitiques, qui ont engendré ces fortes accumulations de fer et d'alumine, puis de chercher s'il existait des relations entre ces cuirasses alumino-ferrugineuses et les cuirasses argilo-ferrugineuses sous jacentes.

CADRE DE L'ÉTUDE

Certes, le cadre de la Côte d'Ivoire peut paraître très limité pour la réalisation de cette étude, surtout si l'on considère la faible représentativité économique de ses gisements de bauxites par rapport aux grands gisements de l'Afrique de l'Ouest. Mais l'abondance des témoins, la diversité des substrats, la variété des faciès bauxitiques, l'influence des mouvements de surrection du craton, nous ont permis, dans cette zone, des observations aussi nombreuses que variées, par la suite étendues à d'autres gisements d'Afrique de l'Ouest ou du Brésil.

Une limite s'imposant dans le choix des formations bauxitiques, plusieurs critères ont été pris en considération:

- la certitude d'obtenir une filiation complète de la roche mère à la bauxite;
- la nature de la roche mère: granite et amphibolite étant les deux exemples retenus parce que les moins connus;

- les faciès bauxitiques: les deux exemples précédents sont l'un à structure conservée, l'autre à structure non conservée; le troisième exemple choisi est un faciès pisolitique.

MÉTHODES D'ÉTUDE

La visite systématique de presque tous les reliefs de Côte d'Ivoire, sur lesquels se sont développées des formations bauxitiques et de leurs environs, a permis de situer ces reliefs dans leur cadre morphologique, de répertorier les faciès cuirassés et d'établir leur distribution dans le paysage, de choisir les sites privilégiés pour l'implantation des puits. Au cours d'une campagne de sondages électriques, les épaisseurs de cuirasses et d'altérites ont été précisées ce qui a guidé aussi l'implantation des puits. Ces puits ont été fonçés à la main, sur des épaisseurs pouvant atteindre 20m. L'observation directe dans les puits étant difficile en raison du caractère massif des cuirasses, des fortes teneurs en fer ou des venues d'eau, les descriptions macroscopiques et l'échantillonnage étaient faits sur les déblais, séparés chaque 20 cm.

Ces descriptions macroscopiques ont été complétées en laboratoire par des observations à la loupe binoculaire et des mesures de densités réelles et apparentes.

Les échantillons ont été soumis, de manière systématique aux analyses globales, classiques tant minéralogiques que gécohimiques. Nous nous sommes surtout attachés à réaliser une analyse pétrologique fine, sur des échantillons non perturbés, au microscope optique, au microscope électronique à balayage et à la microsonde.

EXPOSÉ DES RÉSULTATS

Après une brève présentation du milieu naturel de Côte d'Ivoire, le travail sera présenté en trois parties.

- La première partie sera consacrée à l'étude pétrologique des trois formations bauxitiques choisies. Cette analyse a pour but de rechercher les mécanismes et le sens des transformations structurales, minéralogiques et géochimiques.

- Dans la deuxième partie on précisera et discutera en s'appuyant sur les données de la géochimie et de la thermodynamique, les conditions physico-chimiques qui président au comportement géochimique de certains éléments et aux équilibres entre les phases minérales présentes. Pour chaque profil, les analyses chimiques globales permettront une approche d'un bilan des transformations.

- Dans la troisième partie, les formations bauxitiques seront situées dans leur contexte morphologique. On tentera alors de dégager les relations qui existent entre les différents types de bauxites latéritiques, leur formation, leur transformation et l'évolution du modelé.

LE MILIEU NATUREL DES BAUXITES DE CÔTE D'IVOIRE

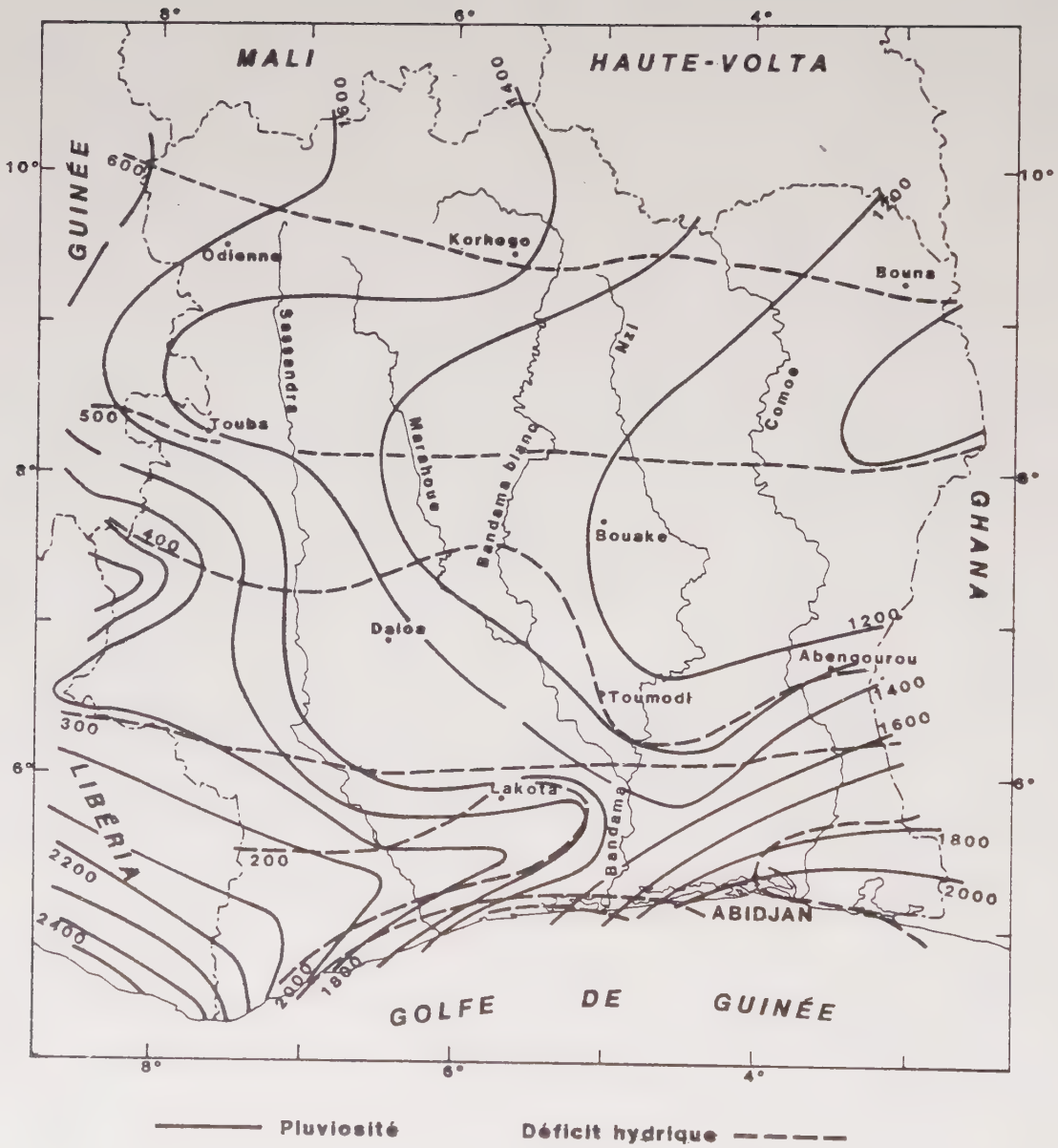


Figure 1: Carte des données pluviométriques de la Côte d'Ivoire (d'après ELDIN et DAUDET 1968)

I. LE CLIMAT ACTUEL

Le climat actuel de Côte d'Ivoire est marqué par un régime de transition qui, lorsqu'on parcourt le pays du sud au nord, nous fait passer d'un régime équatorial à quatre saisons à un régime tropical à deux saisons (ROUGERIE, 1960; ELDIN, 1971; GRIFFITHS, 1972). Ces variations sont liées au déplacement du FIT (front inter tropical) formé par la confluence de deux masses d'air: l'une, l'alizé de l'hémisphère boréal, frais et sec, descendant du nord au sud, mais contenu par un vent d'est-ouest, l'harmattan, ne dépasse pas le 15ème parallèle en janvier et remonte jusqu'au 22ème parallèle en juillet. L'autre, la mousson, d'origine océanique, ou alizé de l'hémisphère austral, se déplace du sud vers le nord et s'enfonce en coin sous les courants chauds et secs du nord. Ce contact détermine quatre zones climatiques:

- une zone sèche sans nuages, en avant du front,
- une zone de turbulences et d'orages locaux dans le coin du biseau,
- une zone optimale de pluie et,
- en arrière, une zone de formation de nuages mais peu pluvieuse.

L'oscillation du FIT et de ses quatre zones va déterminer les trois régions climatiques principales de Côte d'Ivoire (fig.1).

Le sud est soumis à un *régime équatorial* marqué par deux saisons des pluies, la plus longue a son maximum en juin, la plus courte en octobre; elles sont séparées par une petite saison sèche en août et septembre. La grande saison sèche commence en décembre et dure 3 à 5 mois. Les températures oscillent entre 21° et 32°. La pluviosité est de 1600 à 2000 mm. Le déficit hydrique est inférieur à 400 mm (fig.2).

Entre les 6ème et 7ème parallèles, le climat est du type *tropical humide*, à deux ou quatre saisons. La grande saison sèche s'étend sur 5 à 6 mois. Les températures oscillent entre 19° et 34°. La pluviosité est de 1100 à 1600 mm. Le déficit hydrique est de 400 à 600 mm (fig.2).

Au nord, le climat est d'un *type tropical à deux saisons*. La saison sèche dure 7 à 8 mois, son intensité augmente avec la latitude. La saison des pluies a son maximum en août. L'écart de température est élevé: 15° à 37°. La pluviosité est de 1100 à 1700 mm. Le déficit hydrique est de 600 à 800 mm (fig.2).

Il ne sera pas question évidemment dans la suite de ce travail, de considérer le climat actuel comme un facteur immuable au cours des processus d'altération ayant conduit à la formation de bauxites et de cuirasses alumino-ferrugineuses. En effet, la formation de celles-ci, le façonnement des reliefs et des surfaces morphologiques ont nécessité une large période de temps, incompatible avec une permanence du climat.

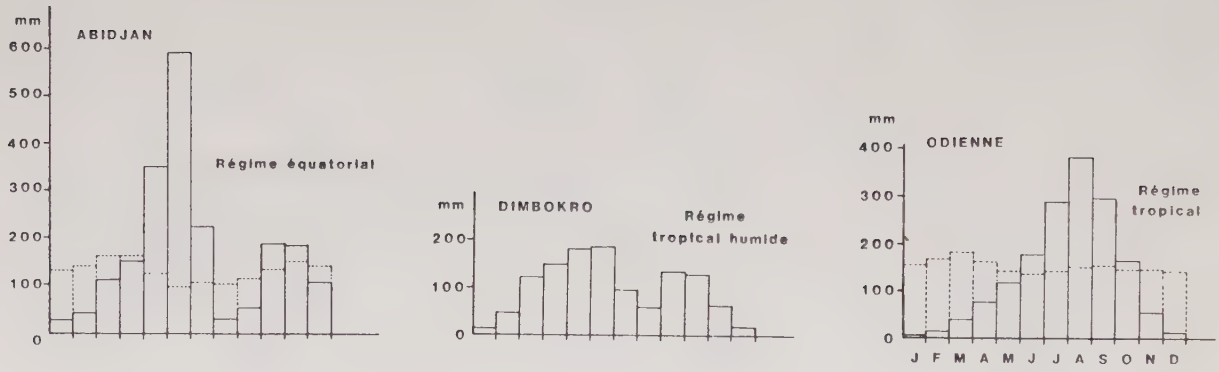


Figure 2: Caractérisation des trois régimes climatiques ivoiriens d'après la répartition mensuelle de la pluviosité (trait plein) et du déficit hydrique (trait en pointillé)

II. LA VÉGÉTATION

La végétation est fonction de ces trois types de climat (GUILLAUMET et ADJONOHOUN, 1971).

. La zone climatique équatoriale est le *secteur ombrophile*, climax principal de la forêt dense humide sempervirente.
. La zone climatique tropicale humide est le *secteur mésophile* dont le climax dominant est la forêt dense humide semi-décidue. Les savanes dites "savanes guinéennes" y sont abondantes; "ce sont des étendues de hautes herbes enclavées dans la forêt dense ou comprises entre les forêts denses et les forêts claires; elles sont parsemées d'arbres et de rôniers; elles sont parcourues par de nombreuses forêts galeries et comprennent des îlots reliques de forêts denses" (ADJONOHOUN, 1964). Ces savanes incluses forment aussi l'essentiel de la zone pré-forestière qui, réduite à l'est et à l'ouest, s'enfonce en V dans la région centrale entre le Bandama et le Nzi, et forme le V Baoulé.
. Au nord du pays s'étend le *secteur soudanais* à climat tropical; c'est le domaine des forêts denses et sèches, des forêts claires et des savanes boisées, arborées ou arbustives.

III. LA GÉOLOGIE

La Côte d'Ivoire appartient au très vaste craton de l'Ouest Africain (fig.3) (ROCCI, 1965), dont la constitution remonte à l'orogénèse éburnéenne (2000 à 1800 Ma) (BONHOMME, 1962). Partie centrale de ce noyau cratonique, la Côte d'Ivoire s'est trouvée hors des secteurs ayant subi des régénérations postérieures, liées aux fracturations, affaissements et dépôts de couvertures, localisées sur la ceinture occidentale (formation des Mauritanides), et sur la ceinture orientale (mise en place de "Younger Granites", existence d'un volcanisme récent).

Les couvertures sédimentaires continentales n'ont pas affecté cette partie du socle à l'exception du bassin sédimentaire côtier, formant entre Sassandra et la frontière ghanéenne une bande d'une largeur d'environ 30 km.

Les caractères géologiques et structuraux de la Côte d'Ivoire (fig.4) sont donc principalement liés à la formation de ce craton dénommé *"plate-forme épiburnéenne"* (TAGINI, 1971), ou dorsale de Man (BESSOLES, 1977), dont il existe des restes dans le centre ouest du pays (région de Man et Touba), caractérisés par des migmatites, gneiss, amphibolites, pyroxénites, itabirites et des venues magmatiques profondes de norites et charnockites. Cette plate-forme provient de l'ancienne "plate-forme épilibérienne" (2300 Ma). La fracturation et le faillage déterminent des sillons géosynclinaux dénommés "intra-géosynclinaux" séparés par des lignes de reliefs ou "géanticlinaux".

Les sillons géosynclinaux, orientés SSW-NNE ont été comblés durant la période birrimienne par des formations associées au *complexe volcano-sédimentaire* (ROUTHIER, 1953-1963; SOULE DE LAFONT, 1956) formées de:

- vulcanites, représentées par un cortège de roches microlithiques (basaltes, andésites, dacites, rhyolites), de roches microgrenues (dolérites) et de roches grenues les plus fréquentes sous forme d'orthoamphibolites;
- roches sédimentaires d'origine volcanique détritique (tufs, brèches et conglomérats) ou chimique (jaspes et quartzites jaspoïdes), d'origine marine (schistes sériciteux et phyllites). A ces sédiments sont souvent associées des roches manganésifères (ZANONE, 1968; GRANDIN, 1973).

Après une première phase de plissement, il y a comblement total des sillons géosynclinaux.

Ce comblement est formé de quartzites, de schistes à faciès flysch (ARNOULD, 1961). La phase de plissement éburnéenne est marquée par une granitisation intense: *granites syntectoniques* ou de type baoulé, *concordant* avec les séries géosynclinales, et *granites discordants postectoniques*.

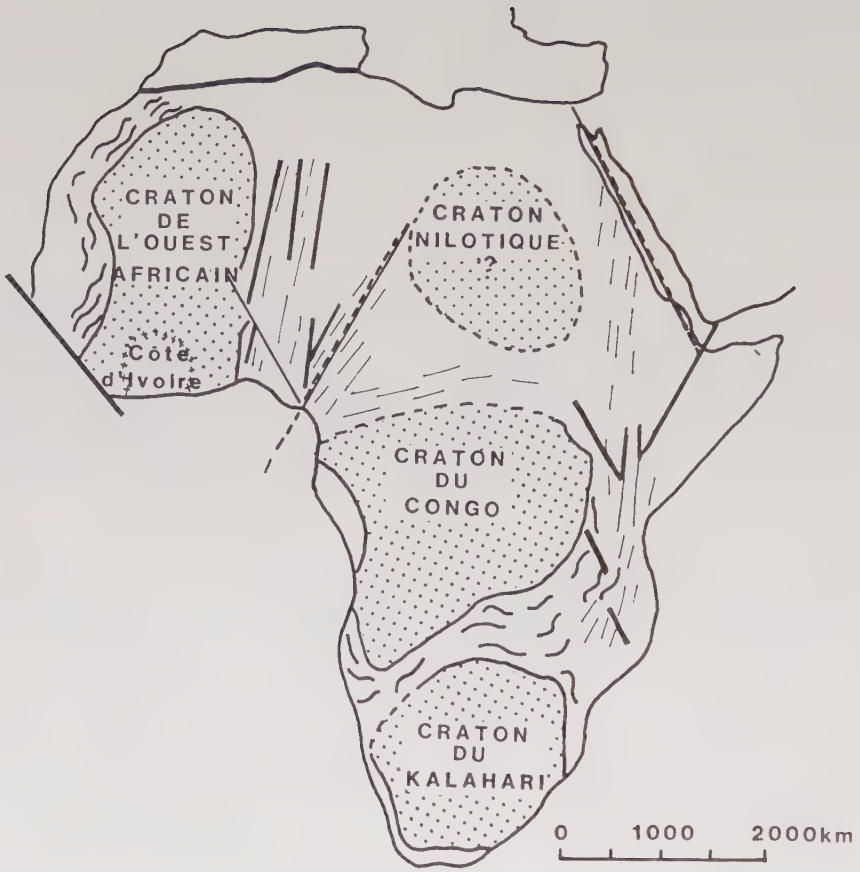


Figure 3: structure d'ensemble de l'Afrique (d'après ROCCI,1965)

IV. LES TRAITS DOMINANTS DE LA MORPHOLOGIE

"Ce pays, comme l'Afrique Occidentale, comme l'essentiel de l'Afrique, représente le triomphe de l'horizontalité". C'est en ces termes que ROUGERIE (1964) débute une description morphologique de la Côte d'Ivoire. Le pays est en effet constitué dans son ensemble, d'une succession de plans horizontaux: collines ou plateaux à sommet le plus souvent tabulaire,dominant de vastes plaines que forment les glacis de piémont, eux-mêmes entaillés. Ces surfaces d'aplanissement étagées, en général protégées par des cuirasses, sont un des traits dominants de la morphologie africaine ivoirienne.

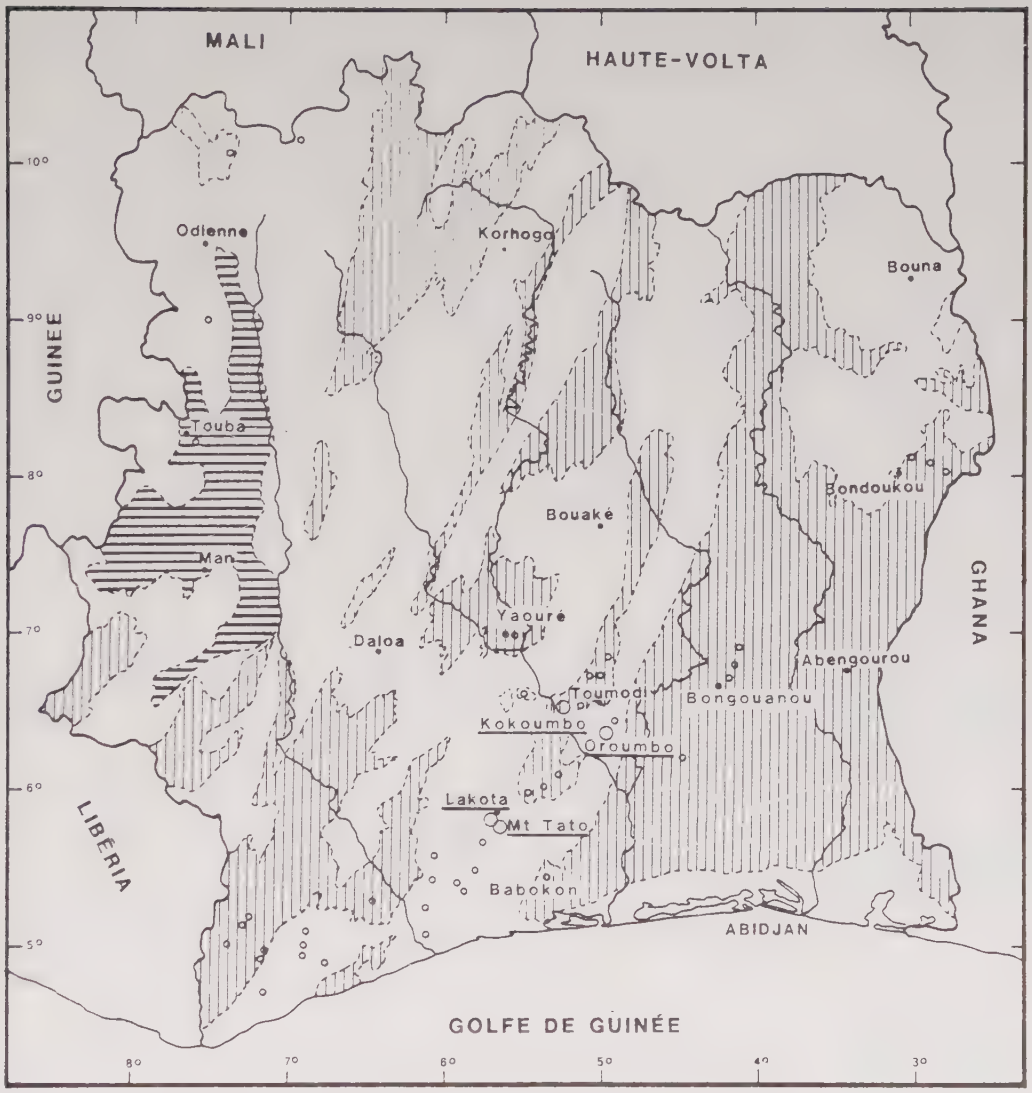


Figure 4: Esquisse géologique de la Côte d'Ivoire (d'après la carte géologique de TAGINI et GOBERT, 1972)

1 - MORPHOLOGIE AFRICAINE

Ces surfaces d'aplanissements sont réparties en deux groupes de surfaces: supérieures et inférieures (GRANDIN, 1973). Dans une synthèse à l'échelle du continent, KING (1962) considère que les surfaces supérieures correspondent à trois cycles, qu'il dénomme: "Gondwana", "Post-Gondwana" et "Africain", les attribuant respectivement aux périodes Jurassique, Crétacé inférieur, Crétacé supérieur-Eocène. Fréquemment décrites en Afrique Centrale et Australe (WAYLAND, 1934; DIXEY, 1946; KING, 1948; PALLISTER, 1954; LEPERSONNE, 1956), ces surfaces sont aussi largement connues en Afrique de l'Ouest. Elles sont décrites au Mont Nimba avec des altitudes respectives de 1600, 1300 et 800 m (LECLERC *et al.*,1949), au Sénégal et dans le massif du Fouta Djalon à 1200, 900, 600 m (MICHEL, 1970). Des témoins de ces surfaces se retrouvent en Côte d'Ivoire, au Ghana, au Dahomey (DRESCH, 1947), au Cameroun (SEGALEN, 1967), au Nigéria (PUGH, 1954; BOULANGE et ESCHENBRENNER, 1971).

De ces trois surfaces anciennes, c'est la surface"africaine" qui, en Afrique de l'Ouest est la mieux représentée. Les altitudes des témoins varient de 200 à 1000 m. La plupart de ces surfaces témoins sont protégées par une cuirasse alumino-ferrugineuse.

Les surfaces inférieures sont représentées par des formations de piémont, des bas plateaux, des terrasses alluviales, indurés ou non indurés, largement décrits en Afrique de l'Ouest.

2 - MORPHOLOGIE GENERALE DE LA COTE D'IVOIRE

Les paysages dont l'évolution dépend du substratum, du climat, de la végétation, de la topographie, peuvent en Côte d'Ivoire, se regrouper suivant cinq grandes zones (ROUGERIE, 1960-1967; AVENARD, 1971).

- La région ouest, formée par l'extrémité de la plate-forme épilibérienne appelée encore "dorsale guinéenne" (LAMOTTE et ROUGERIE, 1952a), est marquée par les *vigoureux reliefs* du Mont Nimba, des massifs de Man et de Touba. Les Monts Nimba s'élèvent jusqu'à 1600-1700 m, avec des versants abrupts au-dessus d'un *bas-pays* présentant des paysages tabulaires à *trois niveaux successifs* (800-600-500 m).

A l'est, la région de Man offre un paysage montagneux de *croupes arrondies* (Mont Tonkouy 1189 m), de vallées profondes liées à la nature granitique du substratum et à l'évolution tectonique (ROUGERIE, 1960).

Un peu plus au Nord, le massif de Touba est formé par les *intrusions de roches basiques* s'élevant jusqu'à 1000 m au-dessus d'un bas pays d'une altitude moyenne de 500 m. Le maintien de ces reliefs au cours des temps est dû à la nature résistante des roches (quartzite ferrugineux du Mont Nimba, intrusions (gabbro) du massif de Touba, granites intrusifs discordants du massif de Man) et à leur protection par des cuirasses alumino-ferrugineuses ou ferrugineuses, conservant les surfaces dont l'étagement marque un exhaussement progressif de la région (LAMOTTE et ROUGERIE, 1952b).

Cette région se prolonge au nord, vers Odienné, par un plateau d'altitude 400 à 500 m dominé par quelques reliefs bien individualisés, à couverture latéritique (Montagne de Dienguélé près d'Odienné, montagne de Bako) se prolongeant à l'est, vers Boundiali, par une ligne d'inselbergs.

- La région nord, limitée dans sa partie ouest par la chaîne granitique de Boundiali, a une altitude moyenne de 350 à 400 m. Elle se caractérise par un ensemble de *plateaux* ou *de glacis* fortement latéritisés, qui forment un étagement de surfaces bien individualisées les unes par rapport aux autres (ROUGERIE, 1967), d'où émergent quelques puissants reliefs (dôme de granite de Korhogo). Des reliefs dominants cuirassés sont peu fréquents dans la partie centrale, mais nettement plus abondants, lorsque l'on atteint vers l'est les formations volcano-sédimentaires des monts Gorohui et du Massif de Bondoukou.

- La zone de transition couvre les régions comprises entre les 6ème et 8ème parallèles. Les glacis y sont bien développés. Le pays est dominé par de vigoureux reliefs d'altitude relativement constante (500 à 600 m) à l'aspect tabulaire, et coiffés par d'épaisses cuirasses. Ces *reliefs* et *plateaux* sont particulièrement liés aux formations des *sillons volcano-sédimentaires*. Masquée à l'est et à l'ouest par la forêt, la morphologie est bien apparente dans la zone de savane boisée que forme le *V Baoulé* RIOU, 1966).

- Les bas pays intérieurs couvrent une zone allant du 6ème parallèle à la frange littorale. La forêt y masque les formes peu accentuées du relief: *croupes* arrondies peu élevées, à *versants convexes*. Il existe cependant quelques reliefs à sommet tabulaire cuirassé, témoins de l'existence de surfaces anciennes.

- La frange littorale dans sa partie est, correspond à la nappe sédimentaire du *continental terminal* qui s'abaisse vers la mer par une série de plateaux (100 et 40 m), au pied desquels s'étendent lagunes et cordons lagunaires.

A l'exception de la frange littorale, toutes ces régions présentent une série de surfaces étagées, qui, si elles ont été décrites par les géographes comme surface d'aplanissement résultant du déroulement de cycles morphogénétiques, l'ont été aussi par les géologues et pédologues, lesquels ont précisé les caractéristiques des formations superficielles, notamment des cuirasses propres à chaque surface.

V. LES SURFACES D'APLANISSEMENT ET LEURS CUIRASSES

Il n'est pas dans notre objectif de reprendre une étude détaillée des surfaces d'aplanissement,qui ont déjà fait l'objet de nombreuses descriptions quant à leur forme et leur étagement. Des synthèses ont été présentées antérieurement (MICHEL, 1970; GRANDIN, 1973). Cependant il sera rappelé ici brièvement les traits dominants de chacune des surfaces afin de mieux situer dans son contexte l'objet de cette étude.

Outre la situation morphologique et topographique d'un niveau, il est nécessaire d'attacher une grande importance aux formations superficielles: altérations, cuirasses, couvertures meubles, bien souvent spécifiques et rendant compte des conditions d'érosion, de climat, de végétation qui sont intervenues pour la mise en place et le maintien de ces reliefs.

Les données précises recueillies au Sénégal (MICHEL, 1970), en Haute Volta (LEPRUN, 1969; BOULET, 1970), en Côte d'Ivoire (VOGT, 1959; LAMOTTE et ROUGERIE, 1961; GRANDIN et DELVIGNE, 1969a; ESCHENBRENNER et GRANDIN, 1970; BONVALLOT et BOULANGE, 1970; GRANDIN, 1973), ont montré que le nombre de surfaces varie avec les régions et avec la latitude. L'analyse des formations superficielles et notamment des couvertures cuirassées peut aider à leur distinction tout au moins dans une même région (fig.5) (GRANDIN, 1973; BOULANGE *et al.*, 1973).

C'est ainsi que, dans le centre de la Côte d'Ivoire, différentes séquences ont été observées à partir desquelles il a été établi une séquence type comprenant: *une surface bauxitique, une surface intermédiaire* et *trois surfaces inférieures* dénommées: haut, moyen et bas glacis.

Pour chacune de ces surfaces, les compositions chimiques des cuirasses prélevées sur différentes roches-mères, sont présentées dans la figure 5.

1 - LA SURFACE BAUXITIQUE

A l'exception des témoins de surfaces anciennes, décrits dans la région occidentale de Côte d'Ivoire (massif du Mont Nimba et massifs de Man), c'est à la "surface africaine" que sont rattachés la plupart des sommets et des plateaux dominant les plaines du pays. Leur altitude varie de 600 à 800 m au centre et au nord du pays, et s'abaisse régulièrement jusqu'à 200 m à proximité de la côte.

La plupart des témoins de cette surface sont protégés par des *cuirasses exclusivement alumino-ferrugineuses*. Les principaux constituants minéralogiques sont la gibbsite, la boehmite, l'hématite, qu'accompagnent fréquemment de faibles quantités de goethite et de kaolinite. C'est cette spécificité qui a fait qualifier cette surface de "bauxitique", dont l'étude est l'objet principal de ce travail.

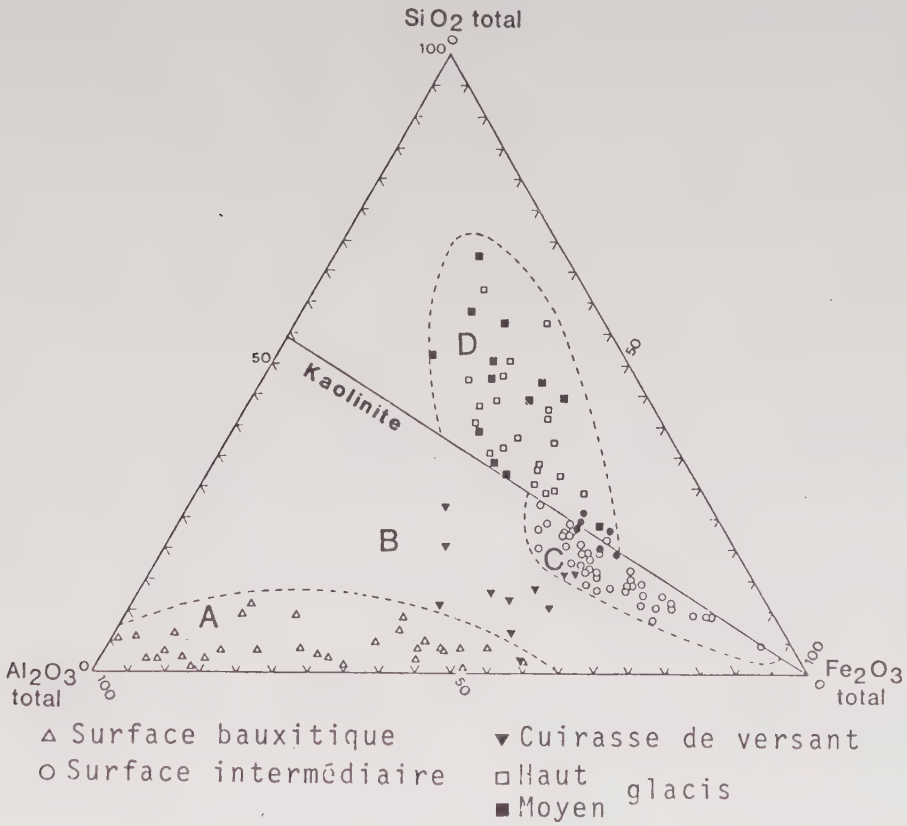


Figure 5: Distribution des cuirasses des différentes surfaces, selon leur composition chimique.

Sur les flancs de certains sommets et plateaux, des cuirasses de versant se sont développées. Les faciès et la composition de ces cuirasses de versant se situent entre ceux des cuirasses des surfaces bauxitique et intermédiaire. Les constituants minéralogiques sont les mêmes que dans les cuirasses supérieures, mais les quantités de goethite et de kaolinite sont ici plus importantes.

2 - LA SURFACE INTERMEDIAIRE

La surface intermédiaire a d'abord été décrite sous la forme de simples "reliefs intermédiaires" (VOGT, 1957; MICHEL, 1970): croupes arrondies à versants convexes, plus basses que les plateaux de la surface bauxitique, mais dominant les hauts glacis. GRANDIN (1968) la définit dans le centre de la Côte d'Ivoire comme un niveau bien individualisé, à reliefs tabulaires, pouvant conserver une morphologie de glacis (ESCHENBRENNER et GRANDIN, 1970) et protégé par une *cuirasse argilo-ferrugineuse*, à caractères spécifiques. GAVAUD (1966) au Niger, BOULET (1968) en Haute Volta ont décrit aussi un tel niveau. En Côte d'Ivoire, cette surface s'inscrit dans le paysage avec une dénivelée relative, par rapport à la surface bauxitique, qui, de quelques mètres, peut atteindre 100 à 150 m. Les témoins cuirassés sont bien représentés sur roches basiques dans le centre du pays, à l'ouest entre Touba et la frontière guinéenne, au nord vers Odienné et à l'est dans la région de Bondoukou.

Sur schistes et granites, ces témoins ne subsistent en général qu'à l'état de buttes résiduelles. Bien souvent, toute trace de cuirassement est effacée, et cette surface n'est détectée que par la présence de reliefs dits "intermédiaires", de replats inscrits sur les flancs des plateaux bauxitiques. De même de nombreux blocs, cailloux et gravillons, fréquemment présents dans les cuirasses plus récentes, témoignent de l'importance de son extension initiale.

Les cuirasses de cette surface ont, en Côte d'Ivoire, des faciès très caractéristiques, lobés, compacts, ou conglomératiques, dans des teintes allant du rouge au violet et au jaune. Elles contiennent de 5 à 25 % d'alumine, de 5 à 25 % de silice et 50 à 90 % de fer (fig.5).Leur composition minéralogique correspond à moins de 10% de quartz, 10 à 50 % de kaolinite, 40 à 90 % de goethite et moins de 10 % d'hématite.

3 - LE HAUT GLACIS

Cette surface est parfois subdivisée en un très haut glacis et un haut glacis.

Le très haut glacis est peu fréquent. MICHEL (1970), parle d'un glacis intercalé entre la surface intermédiaire et le haut glacis. ECHENBRENNER (comm.orale) l'a trouvé bien individualisé dans la région d'Odienné. Nous l'avons vu surtout dans la partie occidentale du pays (région de

Touba et d'Odienné). Il possède un faciès très caractéristique: *gravillons brun-jaune* provenant des *cuirasses* du niveau intermédiaire *noyés dans une matrice rose à nombreuses cristallisations de gibbsite.*

Le haut glacis lui-même est un des traits morphologiques majeurs du paysage actuel de Côte d'Ivoire. Dans la zone forestière, il n'est bien représenté qu'en périphérie des massifs de roches vertes. Il n'apparaît en tant que glacis qu'à partir de la zone de contact forêt-savane. Au nord du pays et en Haute-Volta, le haut glacis est fortement disséqué et occupe une position dominante de plateaux résiduels. Ce niveau est largement cuirassé (GRANDIN, 1973). Les *cuirasses sont argileuses, quartzeuses et ferrugineuses* (fig.5). Elles contiennent de 20 à 70 % de silice libre et combinée 10 à 25 % d'alumine et 20 à 50 % de fer. Les constituants minéralogiques sont quartz, goethite et kaolinite.

4 - LE MOYEN GLACIS ET LE BAS GLACIS

Les moyens et bas glacis sont d'extension très limitée dans le centre et le sud de la Côte d'Ivoire. Ils deviennent des formes morphologiques majeures vers le nord du pays, en Haute Volta et au Mali. Les cuirasses de ces niveaux sont difficiles à distinguer les unes des autres, ainsi que des cuirasses de haut glacis.

5 - CONCLUSION

En Côte d'Ivoire on distingue donc selon une séquence morphologique générale, les faciès cuirassés suivants:

- cuirasses alumineuses et alumino-ferrugineuses de la surface bauxitique,
- cuirasses alumino-ferrugineuses des formations de versant,
- cuirasses argileuses et ferrugineuses de la surface intermédiaire,
- cuirasses quartzeuses des surfaces inférieures : haut et moyen glacis.

Il est évident que ce schéma ne peut être pris dans toute sa rigueur. Il faut rappeler, par exemple, que des cuirasses du niveau intermédiaire ou du haut glacis peuvent contenir de la gibbsite: notamment au nord-ouest de la Côte d'Ivoire, en Haute-Volta où ces niveaux sont en position dominante dans le paysage.

D'autre part, les séquences complètes morphologiques et de cuirassement sont rares. La conservation d'une surface dépend de son extension initiale et de l'intensité du cuirassement. Chaque surface, trace d'épisodes

morphoclimatiques majeurs, porte les marques des épisodes suivants, qui se traduisent en entailles et en remaniements superficiels.

Ce travail ne concernera que *certains cuirassements alumineux et alumino-ferrugineux de la surface bauxitique*.

1ère partie

PÉTROLOGIE DE FORMATIONS BAUXITIQUES IVOIRIENNES

INTRODUCTION

Avant d'entreprendre l'étude pétrologique des trois formations bauxitiques, il convient de préciser les critères qui ont déterminé leur choix. De plus, l'appellation de chacun des faciès de ces formations, nous a conduit à l'emploi de certains termes, qui, bien que déjà en usage, nécessitent que nous en donnions au préalable l'acception qui leur est attribuée dans ce travail.

I. LA DÉFINITION DES FORMATIONS BAUXITIQUES ET DE LEURS FACIES

Le terme de "BAUXITE" désigne une roche résiduelle ou sédimentaire, meuble ou indurée, qui peut être considérée comme un minerai d'aluminium, défini par des teneurs en Al_2O_3 (par exemple supérieures à 40 %) et en SiO_2 (par exemple inférieures à 8 %), variables suivant les auteurs et suivant les conditions économiques (BARDOSSY, 1982). En zone intertropicale, certains caractères de gisement des bauxites les font dénommer *"bauxites latéritiques"*. L'usage actuel du terme latérite ne permet plus de lui attribuer la seule signification précise, donné par LACROIX en 1913, aussi éviterons-nous son emploi.

Dans les profils des formations superficielles qui contiennent de la bauxite, celle-ci se localise soit dans les *altérites*, soit dans les *cuirasses*, où elle est bien sûr la plus fréquente, soit dans les *horizons meubles supérieurs*, sinon dans plusieurs horizons. Ainsi, nous proposons avec LAJOINIE et LAVILLE (1980) l'appellation "FORMATION BAUXITIQUE" pour désigner les *ensembles d'horizons* d'un profil dans lequel de la bauxite est présente dans au moins l'un quelconque de ces horizons.

Ces ENSEMBLES, au nombre de quatre, sont donnés ici suivant leur succession de bas en haut dans les profils.

a) L'ensemble roche mère, appelé aussi *roche parentale* ou *roche initiale*. Différentes dans leur nature et leur composition, les roches parentales se caractérisent également par:

- leur *structure lithologique* (filons, diaclases...) déterminée à différentes échelles macroscopiques,

- leur *texture pétrographique*, qui est le mode d'arrangement des grains des minéraux, déterminée à l'échelle microscopique.

b) L'ensemble meuble d'altération ou altérite, pour lequel nous reconnaissons deux principaux faciès.

- *Les altérites* résultant d'une *transformation isovolumétrique* de la roche parentale (MILLOT et BONIFAS, 1955; BONIFAS 1959) avec *conservation à la fois des structures lithologiques et des textures pétrographiques initiales* ou avec *conservation uniquement des structures*. Ces altérites sont appelées "zone de départ" (LACROIX, 1913), mais ce terme doit être réservé aux faciès de contact avec la roche parentale (MILLOT, 1964). Elles ont aussi été désignées, par exemple, sous le nom d'arène plastique (LELONG, 1969), de lithomarge à texture conservée (TARDY, 1969), de saprolite (TRESCASES, 1973). Voulant faire prévaloir le caractère isovolumétrique de la transformation, nous désignons ce faciès par le terme ISALTERITE (CHATELIN, 1974).

- *Les altérites* dans lesquelles les structures et les textures initiales ne sont pas conservées, et pour lesquelles il est impossible de considérer que les transformations aient pu être isovolumétriques. Ce faciès a déjà été désigné, par exemple, sous le nom d'argile latéritique (TARDY, 1969), de saprolite fine (TRESCASES, 1973). Nous proposons l'emploi du terme ALLOTERITE (CHATELIN, 1974). Ce terme désigne ici *une altérite, qui résulte de la transformation en place d'une roche, mais sans qu'il y ait conservation ni des structures, ni des textures*. Nous verrons pour les formations bauxitiques étudiées, que les transformations correspondent dans ce cas à la formation de minéraux argileux, et que ces allotérites sont toujours kaolinitiques.

Une primauté est donc donnée dans les caractères pétrologiques à la *conservation des structures lithologiques originelles* sur la conservation des textures pétrographiques pour définir et distinguer les faciès isaltéritiques des faciès allotériques(tabl.I).

Tableau I: Définition de deux faciès des altérites d'après la conservation ou non des caractères pétrologiques de structure et de texture.

FACIES DES ALTERITES	CARACTERES PETROLOGIQUES		
	STRUCTURES LITHOLOGIQUES	TEXTURES PETROGRAPHIQUES	VOLUMES ORIGINELS
ISALTERITIQUE	conservées	conservées	conservées = isovolume
	conservées	non conservées	
ALLOTERITIQUE	non conservées	non conservées	non conservées = pas d'isovolume

On peut ainsi remarquer:

. que la seule perte des textures n'implique pas l'inexistence d'un caractère isaltéritique, qui est alors reconnu au niveau des structures,

. que la seule conservation des textures implique à l'évidence le caractère isaltéritique.

c) L'ensemble induré ou cuirasse.

Les cuirasses se distinguent des altérites par leur induration (MILLOT, 1964; MAIGNIEN, 1966). Les faciès des cuirasses peuvent être précisés, comme nous le présentons au cours de ce travail, suivant que celles-ci conservent *les structures des altérites*, dont elles sont issues, ou suivant qu'elles acquièrent de nouvelles structures dans le milieu superficiel (supergène). On pourra ainsi distinguer:

- les cuirasses pour lesquelles les transformations minéralogiques n'entraînent pas la transformation structurale de l'isaltérite; nous les dénommerons *cuirasses à faciès isaltéritique* ou *cuirasses isaltéritiques;*

- les cuirasses pour lesquelles les transformations minéralogiques conservent les caractères de l'allotérite ou font disparaître les structures de l'isaltérite, sans créer de nouvelles structures; nous les dénommerons *cuirasses à faciès allotéritique* ou *cuirasses allotéritiques;*

- enfin les cuirasses dans lesquelles le jeu et le relai des transformations minéralogiques entraînent la formation de nouvelles structures. Ce seront les *cuirasses nodulaires, concrétionnées, pisolitiques...*

d) L'ensemble meuble supérieur, que nous avons pu observer au-dessus de certaines cuirasses est très peu développé dans les formations bauxitiques étudiées ici. Il correspond à des résidus de la transformation des ensembles cuirassés sous jacents.

Tableaux II: Les faciès structuraux dans les formations bauxitiques.

		FACIES STRUCTURAUX		
FORMATION BAUXITIQUE	ENSEMBLES	Structures lithologiques conservées	non conservées	Formation de nouvelles structures
	MEUBLE			Horizons meubles supérieurs
	INDURE (d'accumulation) = CUIRASSE	Cuirasse à faciès isaltéritique	Cuirasse à faciès allotéritique	Cuirasse : nodulaire à faciès : concrétionné : pisolitique
	MEUBLE (d'altération) = ALTERITE	Isaltérite	Allotérite	

II. LES MODELES BAUXITIQUES

Les indices de bauxite, dont la répartition en Afrique de l'Ouest et en Côte d'Ivoire sera présentée dans la 3ème partie, sont extrêmement variés quant à la composition des profils et à la nature de la roche mère. Leur position élevée dans le paysage leur est un caractère géomorphologique commun. La plupart de ces sommets sont tabulaires. Protégés par une cuirasse alumino-ferrugineuse, ils forment des collines et des plateaux résiduels considérés comme témoins de la"surface bauxitique".

Il est cependant possible de distinguer trois types de modelés correspondant à ces reliefs cuirassés.

a) Des collines hautes

La hauteur de commandement, dénivelée par rapport à la plaine environnante, est souvent supérieure à 400m(Awoso au Ghana). Le sommet tabulaire est franchement horizontal et plan. Les bordures sont limitées par de simples ruptures de pente, parsemées d'éboulis de cuirasse. Les versants sont nettement convexes, tout au moins à leur partie supérieure.

b) Des plateaux

La hauteur de commandement, en Côte d'Ivoire, n'excède pas 230m. Le sommet est aussi tabulaire, mais très souvent incliné, avec une pente régulière de 1 à 5%. Il n'est pas rare d'observer sur le plan sommital les empreintes d'un réseau hydrographique propre, se marquant par de légères ondulations de la cuirasse. La pente permet de définir un amont et un aval.A l'amont, les plateaux sont fréquemment limités par une puissante corniche pouvant atteindre 25m et dominant une entaille qui sépare le plateau des collines avoisinantes. A l'aval, le rebord est moins marqué, souligné par une petite corniche ou une simple rupture de pente parsemée d'éboulis.

c) Des collines basses

En avant et en contrebas des plateaux, des buttes résiduelles jalonnent la pente de l'ancienne surface.Elles ont une hauteur de commandement nettement inférieure aux plateaux et aux collines hautes. Elles n'ont pas de rebords en corniche. La cuirasse sommitale est rarement massive, mais en boules et en blocs.

Cette présentation est volontairement schématisée. On ne trouve que rarement l'association complète des trois types de reliefs cuirassés

dans une même région. De plus, la morphologie des collines et des plateaux varie sensiblement d'une région à l'autre, en fonction de la nature du substratum, de la composition de la cuirasse sommitale et de l'évolution morphologique.

A ces trois types de reliefs cuirassés, peuvent se rattacher trois types principaux de formations bauxitiques, que nous caractérisons par les faciès de leurs altérites et de leurs cuirasses (fig.6).

III. LES TROIS PRINCIPAUX TYPES DE FORMATIONS BAUXITIQUES

a) Les formations bauxitiques des collines hautes.

Les profils des formations bauxitiques des collines hautes se caractérisent par la permanence des faciès isaltéritiques et la présence d'alumine libre dans chaque horizon. Dans un profil type, les principaux faciès observés peuvent se définir, de haut en bas, par la succession suivante:

. une cuirasse alumino-ferrugineuse fragmentaire à blocs isaltéritiques,

. une cuirasse alumineuse ou alumino-ferrugineuse massive isaltéritique,

. une isaltérite gibbsitique.

En Côte d'Ivoire, nous avons étudié ce type de profil sur granites dans la région de Lakota (Mont Tato), sur schistes (Gueto) et sur amphibolites (partiellement sur l'Oroumbo Bocca), dans la région de Toumodi, sur Gabbro (Touba).

b) Les formations bauxitiques des plateaux.

Les profils des formations bauxitiques de plateaux s'opposent aux précédents par la disparition des structures et des textures de la roche mère et la présence d'un horizon d'allotérite kaolinitique. Dans un profil type, les principaux faciès observés peuvent se définir, de haut en bas, par la succession suivante:

. une cuirasse alumino-ferrugineuse massive allotéritique, parfois fragmentaire en surface, dans laquelle peuvent cependant être intercalés un ou plusieurs horizons de cuirasse alumino-ferrugineuse à faciès isaltéritique,

. une allotérite kaolinitique,

. une isaltérite kaolinitique,

. parfois et localement une isaltérite gibbsitique.

Ce type de profil est fréquent sur tous les grands plateaux de Côte d'Ivoire à formation bauxitique: Oroumbo Bocca, Kokoumbo, Yaouré, Digo.

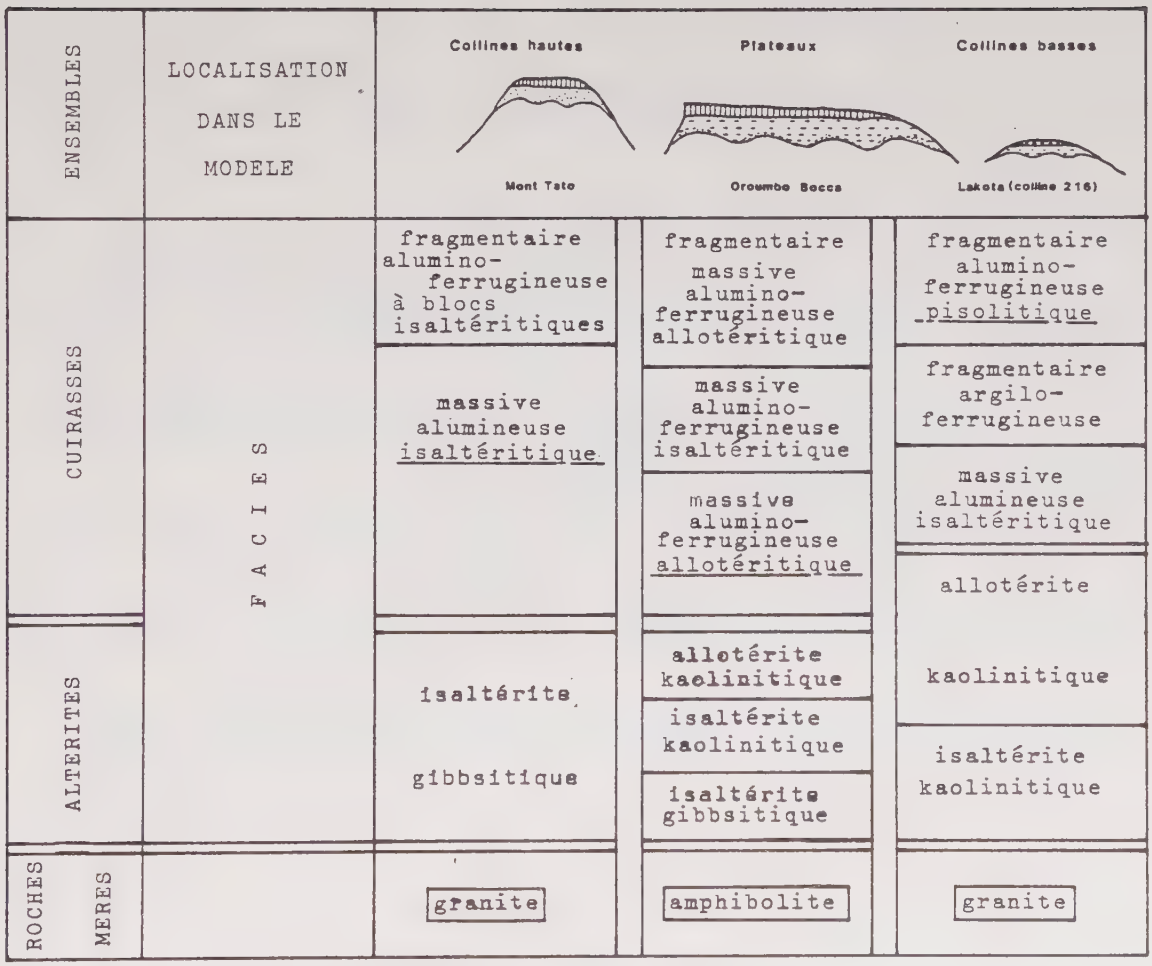


Figure 6: Les trois types de formations bauxitiques étudiées, définies d'après leur localisation dans le modelé, leurs faciès et leur roche mère.

c) Les formations bauxitiques des collines basses.

Les profils des formations bauxitiques des collines basses se caractérisent par la présence en surface d'une cuirasse à faciès pisolitique. Dans le profil étudié, les principaux faciès observés peuvent se définir de haut en bas, par la succession suivante:

. une cuirasse alumino ferrugineuse ou alumineuse fragmentaire pisolitique,

. une cuirasse fragmentaire argilo-ferrugineuse allotéritique,

. une cuirasse alumineuse ou alumino-ferrugineuse massive, isaltéritique,

. une allotérite kaolinitique,

. une isaltérite kaolinitique.

Bien que les faciès pisolitiques soient fréquents en Côte d'Ivoire un seul profil a été étudié en détail dans la région de Lakota.

d) Les profils étudiés.

Toutes ces formations bauxitiques sont épaisses. Au cours d'une campagne de sondages électriques, (BOULANGE et CARN, 1971), les épaisseurs, détectées sur certains plateaux, atteignent parfois plus de 100 m. Trois profils ont été sélectionnés en fonction de la possibilité qui nous a été donnée par le fonçage des puits d'atteindre la roche mère. Par leur faciès, leur localisation dans le modelé, et leurs relations avec la roche mère, ces profils permettent de caractériser les trois principaux types de formations bauxitiques distingués précédemment.

. une formation bauxitique sur granite, à faciès isaltéritiques; l'exemple est pris dans la région Lakota, sur le Mont Tato,

. une formation bauxitique sur amphibolite à faciès allotéritiques, dominants; l'exemple est pris dans la région de Toumodi, sur l'Oroumbo Bocca.

. une formation bauxitique sur granite dont l'horizon supérieur de cuirasse est à faciès pisolitique; l'exemple est pris dans la région de Lakota, au sud de cette ville, sur une colline dénommée "cote 216".

CHAPITRE I

LA FORMATION BAUXITIQUE DU MONT TATO

FACIES ISALTÉRITIQUES D'UNE BAUXITIQUE SUR GRANITE

I. LES ASPECTS RÉGIONAUX

Les indices de bauxite de la région de Lakota, comprise entre 5°45' et 5°55' de latitude Nord, et entre 5°35' et 5°45' de longitude Ouest (fig.7), ont été parmi les premiers signalés en Côte d'Ivoire (BESAIRIE, 1936; BOUIGE, 1943). Leur reconnaissance systématique a été réalisée par ZANONE (1971).

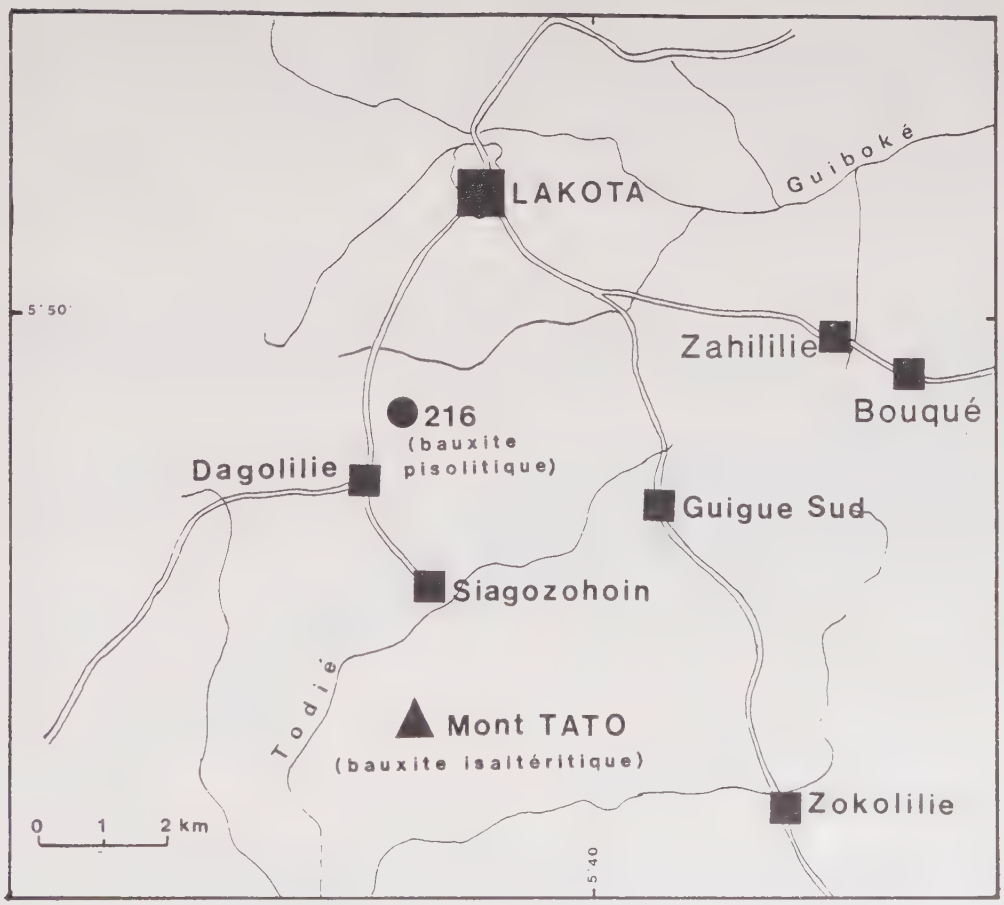


Figure 7: Région de Lakota: Carte de situation et localisation des profils étudiés

Cette région est soumise à un climat équatorial. La pluviosité annuelle, d'environ 1700 mm, est répartie en deux saisons des pluies marquées. Le déficit hydrique est faible: 200 mm par an. La température moyenne annuelle est de 26°C. C'est le domaine de la forêt dense, humide, sempervirente.

Le subsratum est entièrement formé de granites: granites syntectoniques ou granites rajeunis, des lignes de relief de l'ancienne plateforme épilibérienne (TAGINI, 1971).

Le relief est peu accentué. Le trait morphologique essentiel du paysage est une série de croupes allongées dont l'altitude voisine 200 m, au-dessus desquelles émergent des reliefs arrondis à versants convexes.

Les niveaux de base locaux dépendent de deux drains principaux: le Guiboké au nord (157 m) et le Todié au sud (170 m). Dans son ensemble, le réseau hydrographique ne comporte aucune orientation particulière. Ses ramifications contournent et encerclent les buttes résiduelles. La pente générale des "marigots", dans cette partie de leur cours, est faible 0,4% . Les profils en long ne présentent pas de rupture.

II. LE MONT TATO

Le Mont Tato (384 m) est le sommet le plus élevé de la région. Il est situé à 10 km au sud de Lakota. On y accède par la route Lakota-Sassandra que l'on quitte à Dagolilié (fig.7). Au village de Siagozohoin, un sentier permet d'atteindre le sommet après 30 minutes de marche.

Le sommet n'est que peu visible au milieu de cette morphologie ondulée de plaine granitique, d'autant que l'ensemble de la région est couvert d'une forêt dense masquant les traits du paysage. De plus, la hauteur de commandement est assez faible (180 m).

Les flancs sont abrupts, leur pente est d'environ 40%. Légèrement convexes dans leur partie sommitale, ils deviennent franchement concaves vers 200 m, altitude de leur raccordement au niveau de la plaine.

Le granite affleure sur les deux éperons flanquant le dôme et sur la face sud-est de celui-ci. La bauxite sommitale apparaît ainsi comme un lambeau résiduel posé sur le dôme.

Le passage des flancs au plateau sommital n'est pas marqué par un rebord cuirassé; il est simplement souligné par une rupture de pente parsemée de blocs de cuirasse dont le diamètre est, dans l'ensemble, inférieur à 50 cm. Les premiers éboulis de cailloux apparaissent le long du chemin d'accès vers 320 m.

Le plateau n'a guère plus de 200 m de long sur 150 m de large. Il est recouvert d'une importante végétation prenant racine dans un sol parsemé de nombreux blocs de cuirasse.

A la suite d'une campagne de prospection électrique (BOULANGE *et al.*, 1971) un profil réalisé sur le sommet nous a donné, pour la formation, une épaisseur de 18,20 m: l'horizon supérieur, plus ferrugineux ($\rho 1$=850 ohm/m) a une épaisseur de 0,70 m; l'horizon inférieur, plus alumineux ($\rho 2$=550 ohm/m) a une épaisseur d'environ 17,50 m. Le gisement peut s'évaluer ainsi entre 650 000 t et 900 000 t d'une bauxite contenant 55 à 60% d'Al_2O_3 pour 5 à 9% de Fe_2O_3 et 2 à 5% de SiO_2.

III. LES ENSEMBLES DE LA TOPOSÉQUENCE DU MONT TATO

1 - LA TOPOSEQUENCE DU MONT TATO

Une chaîne de cinq puits, répartis sur une longueur de 150 m, a été implantée sur le versant ouest du sommet jusqu'au granite affleurant du dôme (fig.8). Les mêmes horizons ont été recoupés dans les puits voisins, ce qui permet d'être sûr de leur continuité et de définir les ensembles de la formation.

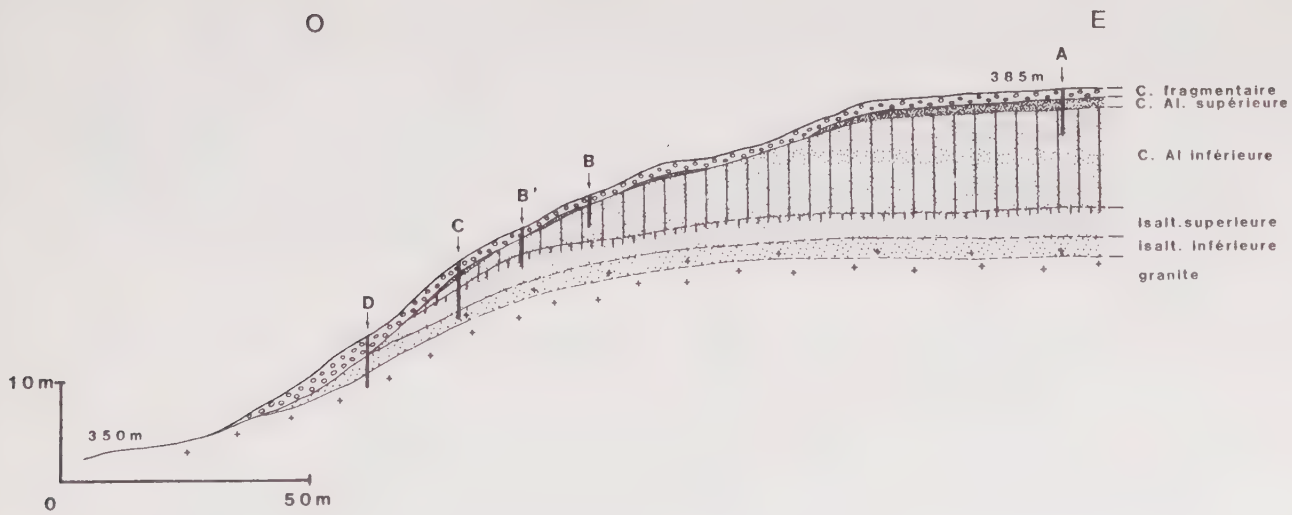


Figure 8: Toposéquence du Mont Tato et localisation des cinq puits d'étude

2- LES ENSEMBLES

La formation bauxitique comprend les trois grands ensembles: cuirasse, altérite, granite, dont les principales caractéristiques chimiques et minéralogiques sont données dans le tableau III.

a) L'ensemble cuirasse.

Les fortes teneurs en alumine libre (> 55%) permettent de le considérer comme une cuirasse alumineuse ou bauxite. C'est l'ensemble le plus épais (∿ 12m), formant la partie supérieure des puits C et B' et la totalité des puits A et B. Trois horizons peuvent être distingués.

- La cuirasse fragmentaire affleurante (1m)à blocs isaltéritiques: cette cuirasse fragmentaire est un horizon de démantèlement. De nombreux blocs et gravillons de cette cuirasse sont inclus dans une argile brun rougeâtre à la base, et brun noir au sommet. L'influence de la végétation est importante en raison de la pénétration du système racinaire. Les blocs de cuirasse, de forme irrégulière sont durs, denses, rouge pâle à rouge faible (10R6/3 à 5/3), à texture homogène poreuse. Les pores sont uniformément répartis, très fins et fins (< 2mm), ils sont vides ou tapissés d'un revêtement jaune.

Parmi les constituants minéralogiques la gibbsite est abondante, l'hématite en petite quantité, la boehmite en très faible quantité.

- La cuirasse massive supérieure isaltéritique (0.50 à 1m): c'est une cuirasse alumineuse, dure, dense, rouge clair (10R6/6), à texture homogène, granulaire et poreuse; les grains (1 à 5mm) sont compacts, rouge pâle(10R6/3), de forme amiboïde, le plus souvent coalescents. Le fond matriciel est rouge à rouge clair, très poreux. Les pores sont fins à moyens, intergranulaires sans revêtements apparents. L'horizon est traversé de passées jaunes argileuses.

Les composants minéralogiques sont la gibbsite, très peu d'hématite et de kaolinite.

- La cuirasse massive inférieure isaltéritique (10 à 15m): c'est une cuirasse alumineuse peu dure, de densité moyenne (1,74), rouge clair (2.5YR 6/4 - 6/6), à texture homogène, granulaire et poreuse. Les grains sont franchement blancs, compacts, de forme polyédrique irrégulière, à contours parfois mal définis; ils peuvent être coalescents; ces grains sont inclus dans un fond matriciel à pores très nombreux, fins et moyens (1 à 5mm), vacuolaires sans revêtements nettement apparents.

Les composants minéralogiques sont la gibbsite, un peu d'hématite et de kaolinite.

Tableau III: La formation bauxitique sur granite du Mont Tato.
Caractéristiques des différents horizons.

ENSEMBLES	Horizons	Epaisseur en mètres	nombre d'échan-tillons	densité apparente	Composition chimique en %						Minéraux de néoformation en %				
					SiO_2 libre	SiO_2 combinée	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	H_2O	Kaolinite	Tétratoxystite	Gibbsite	Boehmite	Goethite	Hématite
CUIRASSES	Cuirasse fragmentaire	1	14	1.83	0.6	3.0	55.7	9.61	0.9	26.9	<5		80			10
	Cuirasse massive sup.	0.50 à 1	3	1.81	0.1	2.4	61.1	4.60	0.56	31.4	4		90			4
	Cuirasse massive inf.	10 à 15	34	1.74	1.5	3.1	57.3	7.93	0.89	29.5	6		80			8
ALTERITES	Transition	0.20 à 0.50	2	1.77	8.8	5.2	43.4	17.05	1.07	24.8	10		55		10	7
	Isaltérite supérieure	3 à 5	7	1.61	9	14.3	43.2	9.7	0.92	22.1	30		47		9	
	Isaltérite inférieure rouge	1 à 2	2	1.51	30.2	15.4	32	6.4	0.61	15.07	31		29		4	
	Isaltérite inférieure jaune	1	2 1	1.54 1.87	23.8	31.7	28.8	2.08	0.24	12.86		58	12		2	
GRANITE	Granite		3	2.61	29.3	39.8	16.6	2.78	0.31	0.60						

b) L'ensemble altérite.

Cet ensemble contient quatre horizons.

- *L'horizon de transition:* cet horizon est peu épais (< 50 cm). Il ne se différencie que par une concentration élevée en fer. Les constituants minéralogiques sont la gibbsite toujours abondante, et un peu de goethite, d'hématite et de kaolinite.

- *L'isaltérite supérieure:* cet horizon d'une épaisseur de 3 à 3.50m. est recoupé dans les puits C et B' (SIA C10-C6 et B' 8-7). C'est une isaltérite rouge clair (2.5YR6/8), peu dure, peu dense. Des passées centimétriques jaunes argileuses séparent les boules décimétriques à texture de granite conservée. Les éléments grossiers (> 500µ) ne représentent que 30% du total; ce sont surtout des quartz isolés et des éléments blancs laiteux, compacts, issus de la pseudomorphose des feldspaths en gibbsite.

Les composants minéralogiques sont gibbsite, kaolinite, un peu de goethite.

- *L'isaltérite inférieure:* cette isaltérite peut être divisée en deux horizons.

. Une isaltérite inférieure *rouge* recoupée et caractérisée dans les puits D et C. Cet horizon a une épaisseur d'environ 2.50 m (SIA D12-D9,C13-C11). Il est de couleur rouge clair à rouge (10R6/6 à 5/6) avec passées rouge pâle (7.5R6/4) plus granuleuses. Les éléments grossiers (> 500µ) en proportion importante à la base (60%) diminuent vers le haut (30 à 40%), alors qu'augmente la fraction limon-argile. Des passées jaunes, argileuses, recoupent verticalement cet horizon, séparant des boules relictuelles.

Les composants minéralogiques en sont: le quartz abondant, la kaolinite/métahalloysite et la gibbsite qu'accompagne un peu de goethite.

. Une isaltérite inférieure *jaune* ou "zone de départ", recoupée et caractérisée dans le puits D, au-dessus du granite dur. Elle a une épaisseur d'environ 1m (SIA D14-13). Elle est jaune à la base (10 YR 8/6) passant au jaune rouge (5 YR 7/6), très contrastée en raison de la présence de granules blancs. Elle est en effet très granuleuse: les éléments grossiers (> 500µ) représentent 40 à 50% de la masse totale; ce sont essentiellement des quartz et des grains blanc laiteux provenant des feldspaths altérés.

Les composants minéralogiques en sont, le quartz abondant, la métahalloysite, un peu de gibbsite et très peu de goethite.

c) L'ensemble granite.

Le granite a été atteint dans le puits D (SIA D15) et prélevé aussi à l'affleurement sur le dôme, 50m en contrebas (SS 267a-b). L'affleurement est parcouru de filons de quelques centimètres d'épaisseur, très micacés, constitués principalement de biotite.

3 - CONCLUSION.

L'observation macroscopique nous a permis de définir trois horizons dans l'ensemble cuirassé, quatre horizons dans l'ensemble altérite. Il n'apparaît pas sur le terrain de discontinuité entre tous ces horizons. L'horizon de transition entre isaltérite et cuirasse n'a lui-même été caractérisé que grâce aux analyses chimiques. Les granules blancs issus de l'altération des feldspaths se suivent jusque dans la cuirasse. Les quartz ne disparaissent que progressivement en demeurant dans leur site originel.

Les marques d'une activité biologique, sous forme de passées tubulaires jaunes argileuses, pénètrent jusqu'à environ 4m; elles sont présentes au niveau de l'isaltérite inférieure du puits D, mais absente, au niveau de l'isaltérite inférieure du puits C.

IV. LES TRANSFORMATIONS DU GRANITE EN ISALTÉRITE

1 - LES CARACTERES DU GRANITE.

Le granite sain a été prélevé à l'affleurement sur le dôme. Les principaux minéraux déterminés sont: quartz, feldspaths et micas.

- Le *quartz* est en abondance sous forme de grands cristaux xénomorphes, pouvant atteindre 5mm. La présence de craquelures est due à des contraintes liées au refroidissement de la roche (SMALEY, 1974) et à la décompression intervenant à la surface du dôme.

- Les feldspaths:il est possible de distinguer des *microclines*, reconnaissables à la double mâcle de l'albite et de la péricline, des *orthoses* et des *plagioclases*. Les mesures faites sur les plagioclases indiquent une teneur en anorthite inférieure à 30%. Les plagioclases renferment de petites séricites.

- Les micas

les *biotites*, très nettes avec leur pléochroïsme brun foncé à brun clair, sont parfois, mais rarement chloritisées.

Parmi les micas blancs on distingue les *muscovites*, peu abondantes, et les *séricites* dans les feldspaths. Il convient aussi de noter la présence de *micas réactionnels*, totalement différents des précédents. Ces micas se développent en petits minéraux allongés entre les muscovites et les feldspaths, ou entre les biotites et les feldspaths (MEUNIER,1977).

Ce granite peut être considéré comme un granite leucocrate à grains fins, à muscovite et/ou à biotite; il est du même type que ceux que LENEUF (1959) a décrits dans cette zone.

Des petites fissures transminérales coupent indifféremment quartz, feldspaths, plus rarement les micas. Ce sont des fissures de décompression.

La composition chimique moyenne et la composition minéralogique virtuelle sont données dans les tableaux IV et V.

Tableau IV. Composition chimique moyenne du granite du Mont Tato

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	CaO	MgO	K_2O	Na_2O
SS267a	69.3	17.2	1.74	0.25	1.30	0.16	4.15	4.08
SS267b	69.3	16.1	3.82	0.38	2.30	0.50	1.26	4.99

Tableau V . Composition minéralogique virtuelle du granite du Mont Tato

	SS267a	SS267b
Quartz	27	32
Orthose-Microcline) Muscovite (	20	0
Albite	36	42
Anorthite	8	14
Biotite	2	6
Magnétite	1	2
Anatase	1	1
Excès d'Al.	3	3

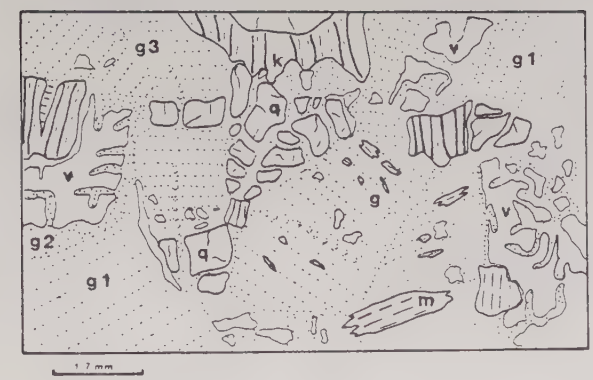


Figure 9c:Isaltérite inférieure SIAD 12

g : cristalliplasma de transformation en gibbsite.
g_1. des orthoses et albites
g_2. des microclines
g_3. des plasmas de transfert
k : kaolinite de transformation des biotites.
q : quartz
m : muscovite
v : vide

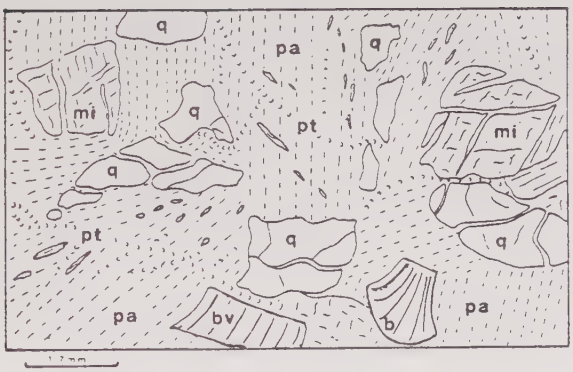


Figure 9b Isaltérite inférieure SIAD14

pa:plasma d'altération à métahalloysite des orthoses et albites
pt:plasma de transfert à halloysite des fissures transminérales
mi:microcline
q :quartz
bv:interstratifiés biotite-vermiculite.

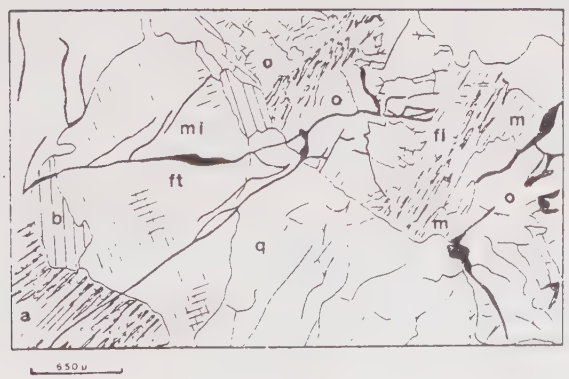


Figure 9a Granite SIAD 15

a: albite
O: orthose
mi: microcline
b: biotite
m: muscovite
q: quartz
ft: fissure transminérale
fi: fissure intraminérale

Figure 9: Les transformations du granite dans l'isaltérite inférieure.

2 - LA FORMATION DE L'ISALTERITE INFERIEURE

Deux processus fondamentaux seront décrits dans cette formation: l'altération des minéraux parentaux et les accumulations secondaires dans les vides d'altération.

a) L'altération des minéraux parentaux.

FELDSPATHS

. *Analyses microscopique et minéralogique de l'altération des orthoses et albites.*

Trois étapes principales peuvent être distinguées dans l'altération de ces feldspaths.

- A partir des fissures transminérales (SIAD 15, fig.9a, pl.I ph.1) se développe un réseau de fissures intraminérales. Ce réseau, double pour les orthoses, progresse des bordures vers le centre du cristal; pour les plagioclases, les fissures parallèles, suivant les plans de mâcle, affectent l'ensemble du cristal.

Dans les fissures transminérales, on observe, irrégulièrement réparti, un plasma présentant de très petits cristallites (cristalliplasma) que le microscope électronique à balayage (MEB) nous permet de caractériser comme étant de *l'halloysite*. Le fait que ce cristalliplasma, très légèrement teinté en jaune, soit tout au long des fissures, traversant quartz et feldspath, indique qu'il s'agit d'un *plasma de transfert*, c'est à dire d'une accumulation indépendante des minéraux qu'elle recouvre (pl.I ph.2.3.4)

La coalescence des fissures morcelle les feldspaths en nombreux fragments ainsi soumis à une dissolution centripète. Les fissures intraminérales s'emplissent d'un *plasma d'alteration* faiblement anisotrope d'aspect amorphe, apparaissant au M E B, pseudo tubulaire (pl.I ph.5). Les rapports moléculaires SiO_2/Al_2O_3 (2.30) et l'analyse par diffraction des rayons X montreront que ce premier plasma est en partie constitué de *métahalloysite*.

Ainsi, *dès le premier stade de l'altération*, deux plasmas se différencient: un *cristalliplasma transminéral de transfert*, équivalent à une *accumulation cutanique*, et un *plasma d'aspect amorphe intraminéral d'altération*.

- Au stade suivant (SIAD 14, fig.9b), la transformation des feldspaths est complète. A leur place subsiste un *plasma d'altération*(pl.I ph.6) contenant encore quelques reliques de feldspaths et où commencent à se différencier de petits cristallites de gibbsite. Les uns et les autres, en disposition parallèle, constituent des cloisons qui conservent la forme et la structure initiale du feldspath.

Des grains isolés ont été analysés par diffraction des rayons X (fig.10). Toutes les raies des feldspaths ont disparu. *Le plasma d'aspect amorphe* apparaît partiellement cristallisé. Les raies à 7.23 Å,

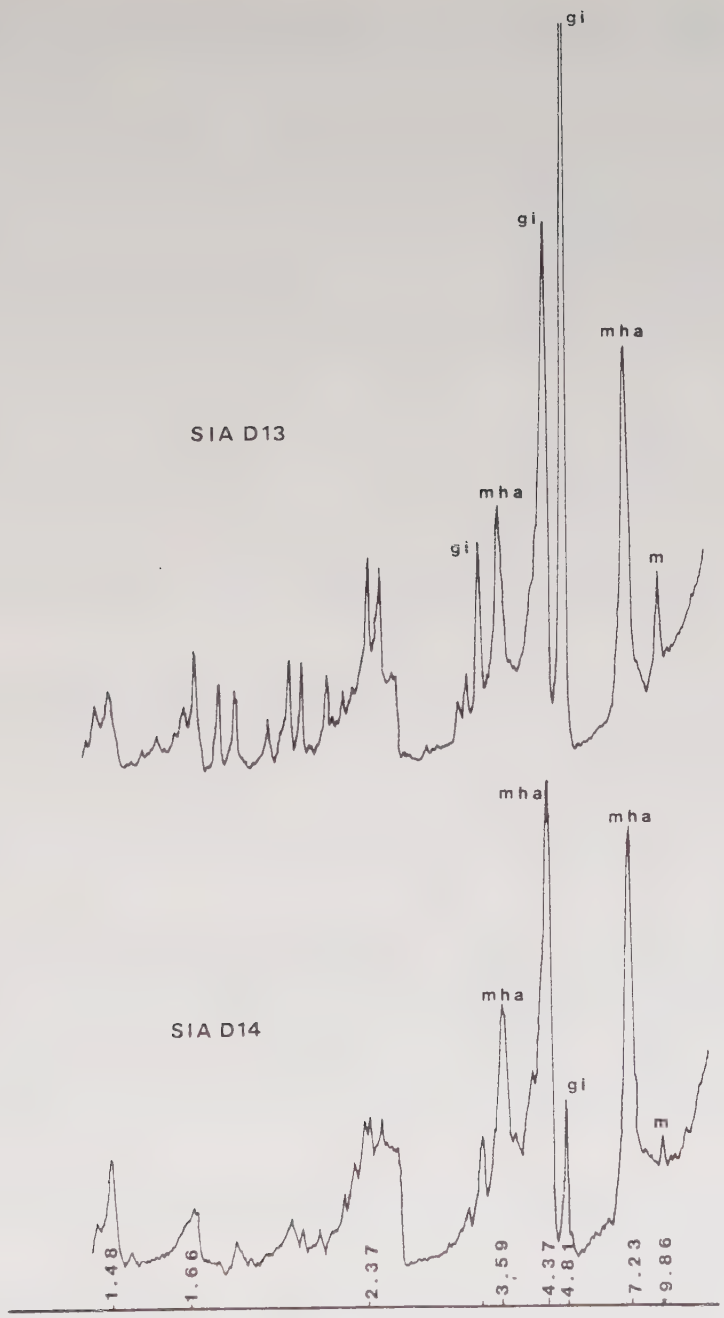


Figure 10: Altération des feldspaths
Diffractogrammes RX de granules blancs
mha: métahalloysite, m: muscovite, gi: gibbsite

3.57 Å et la plus forte raie à 4.41 Å montrent qu'il y a vraisemblablement formation de *métahalloysite* transitoire; déjà apparaît la raie de la gibbsite (4.81 Å).

- Au stade suivant (SIAD13 fig. 9c), ce plasma d'altération à métahalloysite se transforme en *cristalliplasma gibbsitique* (pl.II ph.7). Cette transformation est centripète, des fissures vers le centre des reliques, et assure la *pseudomorphose* du feldspath. Ainsi, en dépit du passage complet du feldspath par un stade amorphe puis argileux, la structure du minéral parental est conservée; et cette pseudomorphose se réalise dans une texture d'ensemble elle aussi maintenue en place par les quartz, microclines et micas, dont l'altération est plus tardive.

Ce cristalliplasma gibbsitique de transformation occupe la quasi totalité du feldspath originel (pl.II ph.8), ce qui, en raison des départs de silice et de bases liés à l'altération du feldspath, doit correspondre à des apports complémentaires d'alumine. Ceux-ci se manifestent en effet:

. par des *transferts intraminéraux d'alumine*, qui cristallisent en gibbsite, à l'intérieur des vides ménagés entre le réseau de cloisons de l'ancien feldspath (pl.II ph.8),

. par des *dépôts transminéraux d'halloysite* emplissant les vides et les fissures, y compris celles des cloisons. Cette halloysite secondaire recouvre les cristallisations de gibbsite, à laquelle elle est donc postérieure (pl.II ph.9).

Le bilan géochimique établi pour chacun de ces stades d'altération, montrera que le gain en alumine résultant de tels transferts transminéraux serait d'environ 15%.

L'analyse par diffraction des rayons X (fig.10) sur des feldspaths pseudomorphosés isolés (granules blancs), confirme la présence prépondérante de gibbsite et la permanence de métahalloysite.

En conclusion, cette analyse microscopique nous montre que l'altération du granite, qui débute par la pseudomorphose des feldspaths orthose et albite, comporte les quatre étapes suivantes:

- dans le réseau de fissures transminérales, *l'accumulation d'un plasma argileux de transfert* (cutaniplasma), qui correspond à la néoformation d'halloysite à partir de solutions,

- à partir des fissures intraminérales, la *dissolution complète du feldspath* avec formation d'un plasma d'altération d'aspect amorphe, mais en partie constitué de métahalloysite,

- la *transformation* de ce plasma d'altération en *cristalliplasma à gibbsite* avec conservation de la structure du feldspath originel,

- *de nouvelles cristallisations gibbsitiques*, qui résultent d'un *transfert intraminéral*, et s'ajoutent à ce cristalliplasma à gibbsite.

. *Analyses microscopique et minéralogique de l'altération des microclines.*

L'altération des microclines est postérieure à celle des feldspaths orthose et albite. En effet, elle ne débute que lorsque ceux-ci sont totalement altérés en *plasma* d'aspect amorphe,(fig.9b). La dissolution gagne l'ensemble du cristal de microcline par le développement d'un double réseau de fissures perpendiculaires qui isolent ainsi de nombreux petits parallélépipèdes de reliques parentales. Ces fissures intra-minérales, vides en leur centre, présentent une pellicule de *plasma amorphe* à la surface du feldspath. La *gibbsite* cristallise directement à partir de cet amorphoplasma et constitue un *réseau de cloisons*.

Lorsque le microcline est ainsi totalement altéré, sa forme externe demeure conservée mais de grands vides persistent entre les cloisons de gibbsite (pl.II ph.10). Il faut souligner l'absence de dépôts d'halloysite aussi bien dans les vides résiduels intraminéraux que dans les vides fissuraux. Cependant, on constate dans certains vides fissuraux l'accumulation d'un *plasma de transfert à kaolinite* (pl.IJ ph.11.12), correspondant à des néoformations à partir de solutions.

En conclusion, nous retiendrons qu'en raison de leur plus grande résistance, les microclines débutent leur altération dans le profil, quelques centimètres au-dessus de l'altération des albites et des orthoses. De plus, cette altération donne un plasma amorphe fugace, qui se transforme en gibbsite de manière directe. Enfin un plasma de transfert ne se dépose que localement dans certains vides fissuraux, et il est constitué de kaolinite.

. *Microanalyses chimiques de l'altération des feldspaths.*

Les observations microscopiques et minéralogiques ont été complètées par des analyses à la microsonde*. L'analyse des différentes phases secondaires résultant de l'altération d'un minéral particulier, est souvent rendue délicate en raison des passages rapides entre les minéraux, leurs altérations et les chenaux de transferts. C'est pourquoi les analyses ont été effectuées à l'écart des surfaces de contact.

Des exemples d'analyses sont présentés pour les plagioclases (albite) et pour les microclines, dans les tableaux *VI* et *VII*. Les résultats obtenus ont été ramenés à 100, sans tenir compte des importantes teneurs en eau que peuvent renfermer les différents plasmas et en particulier les plasmas amorphes. Ainsi, plus que les compositions chimiques, ce sont les variations de rapports moléculaires SiO_2/Al_2O_3 et $Bases/Al_2O_3$ qui sont utilisées pour rendre compte des transformations chimiques de l'altération (fig.11).

Pour les orthoses et les albites, le rapport moléculaire SiO_2/Al_2O_3 acquiert lors des deux premiers stades de l'altération, (SIAD D 15 - SIAD 14) des valeurs comprises entre 2.5 et 2 qui correspondent elles-mêmes à la présence de métahalloysite. Déjà en SIA D 14, les rapports inférieurs à 2 indiquent le passage à la gibbsite. Cette transformation n'est complète qu'en SIA D 13.

---

* Les microanalyses chimiques par sonde électronique ont été effectuées avec un appareil CAMEBAX type MB_1 muni d'un spectromètre à cristaux, dispersif en longueur d'onde (W.D.S.) et d'un spectromètre dispersif en énergie (E.D.S.) à diode Si (Li), sur des lames minces, polies et métallisées au carbone.

Tableau VI. Microanalyses chimiques d'albites et de différents plasmas d'altération et de transfert.

	Albites			Plasmas d'altération								Plasma de transfert
	SIAD 15			SIAD 15				SIAD 14			SIAD 13	SIAD 14
% d'oxydes	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	63.20	62.10	62.50	55.70	55.20	53.60	54.10	53.90	53.80	49.50	8.20	47.20
Al_2O_3	21.80	24.20	24.40	36.90	40.10	40.70	41.80	42.80	44.30	47.60	91.50	51.40
Fe_2O_3	-	0.04	0.08	0.08	1.63	0.60	0.20	0.78	-	0.45	0.07	0.94
TiO_2	-	0.05	0.04	-	-	0.01	0.06	0.34	-	0.16	0.07	0.18
Na_2O	11.13	10.50	10.10	4.98	1.71	2.27	1.92	1.48	1.42	1.80	-	-
K_2O	0.23	0.40	0.30	1.55	1.03	2.49	1.43	0.53	0.19	0.43	0.05	0.16
CaO	2.78	2.61	2.46	0.52	0.08	-	0.18	0.07	0.14	0.08	0.04	0.03
MgO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Rapports moléculaires												
SiO_2/Al_2O_3	4.93	4.36	4.35	2.57	2.34	2.24	2.20	2.14	2.06	1.76	0.15	1.56
Fe_2O_3/Al_2O_3	-	-	-	-	0.03	0.01	-	0.01	-	-	-	0.01
Na_2O/Al_2O_3	0.84	0.71	0.69	0.22	0.07	0.09	0.07	0.06	0.05	0.06	-	-
CaO/Al_2O_3	0.23	0.20	0.18	0.02	-	-	0.01	-	-	-	-	-

Tableau VII. Microanalyses chimiques de microclines et de différents plasmas d'altération.

	Micro-clines	Plasmas d'altération					
	SIAD 14	SIAD 14			SIAD 13		
% d'oxydes	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	66.20	63.50	63.60	63.30	55.00	42.50	14.90
Al_2O_3	18.20	19.70	20.50	23.20	37.70	56.00	84.10
Fe_2O_3	0.11	0.27	0.11	1.50	1.50	1.28	0.56
$Ti\ O_2$	-	0.19	0.31	0.55	0.17	-	0.02
Na_2O	1.18	1.18	0.93	1.52	-	-	-
K_2O	14.05	12.65	12.29	8.22	6.01	0.12	0.09
CaO	-	2.17	2.04	1.62	-	-	-
MgO	-	-	-	-	-	-	-
Rapports moléculaires							
SiO_2/Al_2O_3	6.18	5.48	5.27	4.63	2.48	1.29	0.30
K_2O/Al_2O_3	0.83	0.69	0.65	0.60	0.18	0.002	0.001
Fe_2O_3/Al_2O_3	-	-	-	0.04	0.06	0.01	-

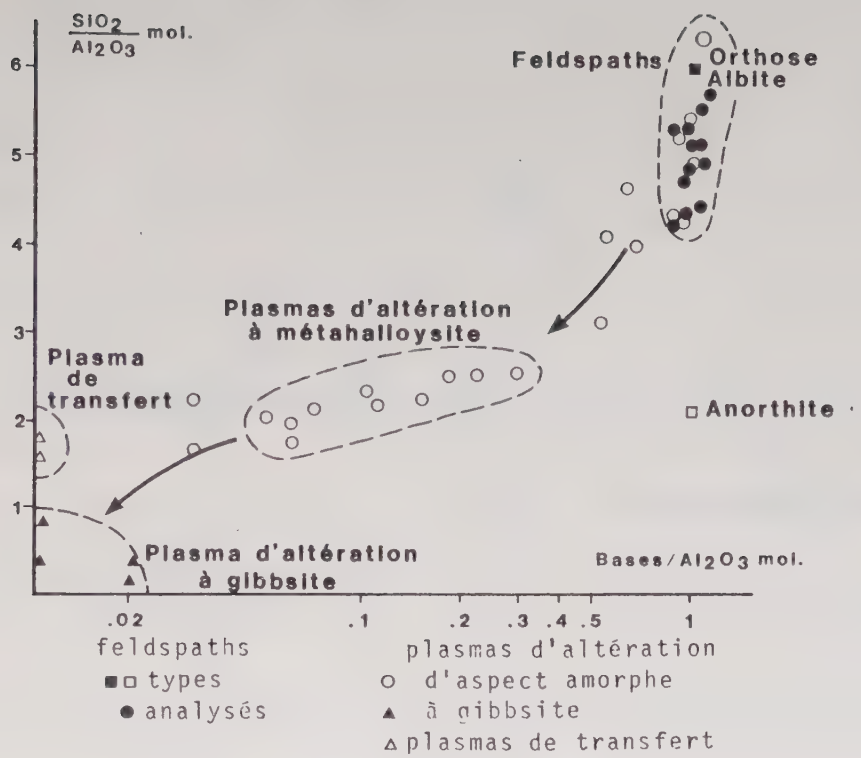


Figure 11: Variations des rapports géochimiques des feldspaths, de leurs plasmas d'altération et des plasmas de transfert.

Pour les microclines, le rapport moléculaire SiO_2/Al_2O_3 tend vers des valeurs nettement inférieures à 2, marquant ainsi une transformation rapide en gibbsite.

Pour l'ensemble de ces feldspaths analysés, l'évolution des rapports Bases/Al_2O_3 montre que la lixiviation des bases s'effectue dans l'ordre Ca-Na-K.

Enfin les plasmas de transfert, en nette discontinuité chimique avec les plasmas d'altération, ont un rapport SiO_2/Al_2O_3 inférieur à 2, un rapport Bases/Al_2O_3 nul et une teneur en Fe_2O_3 en moyenne légèrement plus élevée.

. *Conclusion sur l'altération des feldspaths.*

L'altération des feldspaths, en lames minces, a été décrite par de nombreux auteurs (LENEUF, 1959; BONIFAS, 1959; LELONG, 1969; NOVIKOFF, 1974). DELVIGNE (1965) apportera une description fondamentale des transformations directes ou indirectes des feldspaths en gibbsite. TARDY (1969) a évoqué, au niveau de la zone de départ d'un granite, des apports d'halloysite.

Si certains mécanismes sont déjà décrits, nos observations pétrographiques montrent clairement, dans l'isaltérite inférieure, *les relations entre trois types de plasma: plasma d'altération s.s, plasma de transformation et plasma de transfert* (fig.12).

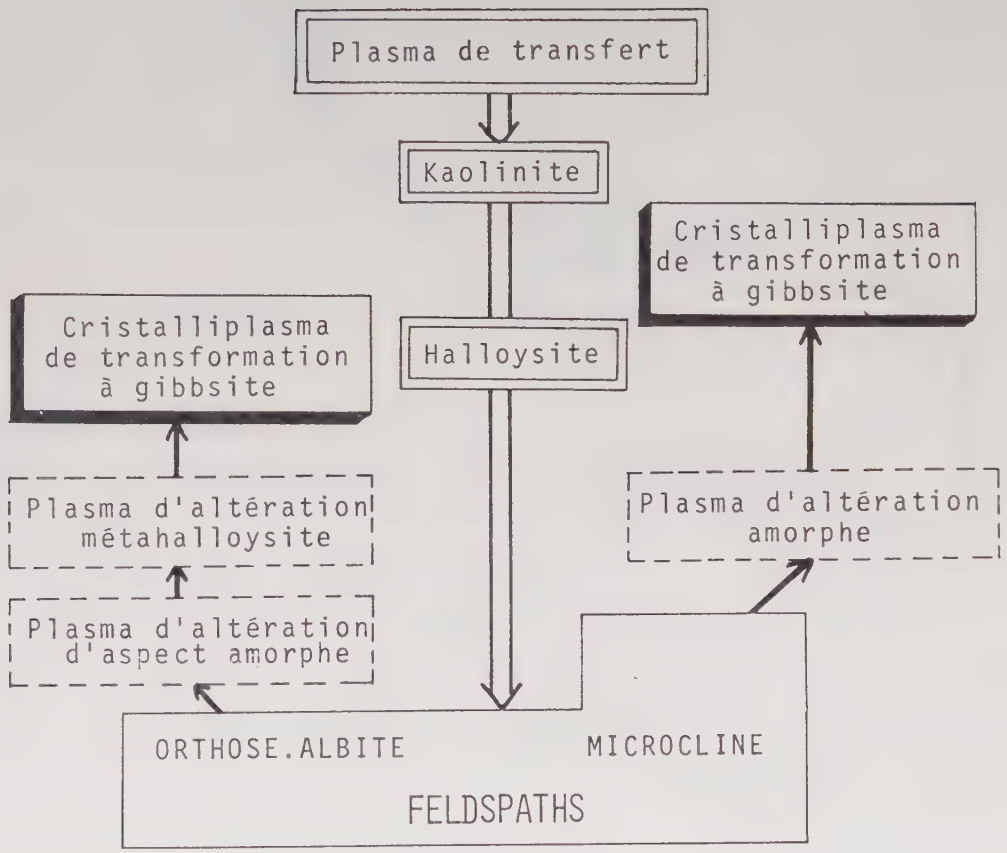


Figure 12: Altération des feldspaths dans l'isaltérite inférieure. Les différents plasmas d'altération et de transfert.

En résumé:

- la transformation des feldspaths est ici *différentielle:* orthose et albite d'abord, microcline ensuite;
- l'altération commence par l'apparition d'un *plasma d'aspect amorphe:* à métahalloysite pour l'orthose et l'albite, *vraiment amorphe* pour le microcline;
- la transformation des feldspaths en gibbsite est *indirecte;* on distingue deux étapes, plasma amorphe et plasma à métahalloysite, pour l'orthose et l'albite, une seule étape, plasma amorphe pour le microcline;
- dans tous les cas, la transformation des feldspaths en gibbsite se réalise *par pseudomorphose,* malgré l'existence de ces phases intermédiaires;
- deux plasmas de transferts accompagnent cette altération :
  . à l'échelle intraminérale, des *transferts d'alumine* qui contribuent à augmenter le cristalliplasma à gibbsite,
  . à l'échelle transminérale, des *apports d'halloysite* à la base de l'isaltérite inférieure et de *kaolinite* au sommet;

- pour les feldspaths orthose et albite, malgré les départs de matière consécutifs à l'altération, *les volumes originels sont remplis* et ce sont justement les plasmas de transfert qui s'ajoutent aux plasmas d'altération en place, qui assurent ce remplissage.

BIOTITES

.*Analyses microscopique et minéralogique de l'altération des biotites.*

- Au bas de l'isaltérite inférieure, dans la zone de départ (SIAD 15), les biotites conservent leurs caractères optiques: pléochroïsme brun clair à brun foncé, biréfringence élevée. Cependant il y a *séparation de paquets de lamelles* par épaississement de certains plans de clivage (∿10 µ). Ces plans sont soulignés par une teinte très brune, due à une *concentration du fer amorphe*.

- Puis les paquets de lamelles s'ouvrent (SIAD 14) d'abord sur une extrémité, formant ainsi un éventail, puis sur toute la longueur du cristal. Le fer se concentre sous forme de *goethite* dans les fissures interlamellaires et dans les pores situés en bordure et à proximité des biotites (pl.III ph.13).

Les paquets de lamelles perdent progressivement leurs caractères optiques du centre vers les fissures interlamellaires. Les teintes vives de polarisation passent aux teintes gris-blanc de la *kaolinite*.

A cette *kaolinite d'altération* en place vient s'ajouter une *kaolinite d'apport*. Il est difficile de les différencier au microscope polarisant. La kaolinite d'apport apparaît au MEB en disposition oblique ou perpendiculaire aux paquets de lamelles (pl.III ph.14) et se différencie aussi par les microanalyses chimiques. Elle correspond au *plasma de transfert* à kaolinite qui envahit certains vides lamellaires en même temps que les vides fissuraux des autres minéraux.

Des biotites de l'échantillon SIAD 14 ont été isolées. La diffraction des rayons X (fig.13) fait apparaître que, dès ce stade, la kaolinite est présente en petite quantité. Il est également possible d'identifier la présence de *vermiculite* (14 A) et d'un *interstratifié* régulier (24 A - 12 A) *biotite-vermiculite*.

- Au stade suivant (SIAD 13), la transformation en kaolinite est alors complète. Les vides sont en grande partie comblés par les transferts de kaolinite. Les lamelles sont déformées et prennent un aspect rubanné.

- Au sommet de l'isaltérite inférieure, comme nous le verrons plus loin, des cristaux de gibbsite s'individualisent aux dépens de ces diverses kaolinites.

Ainsi l'altération des biotites dans l'isaltérite inférieure se caractérise par :

. la transformation des biotites en *interstratifié biotite-vermiculite*,
. la formation d'un *cristalliplasma à goethite*, interlamellaire,
. la transformation des biotites en un *plasma d'altération à kaolinite*,
. l'accumulation d'un *plasma de transfert à kaolinite*.

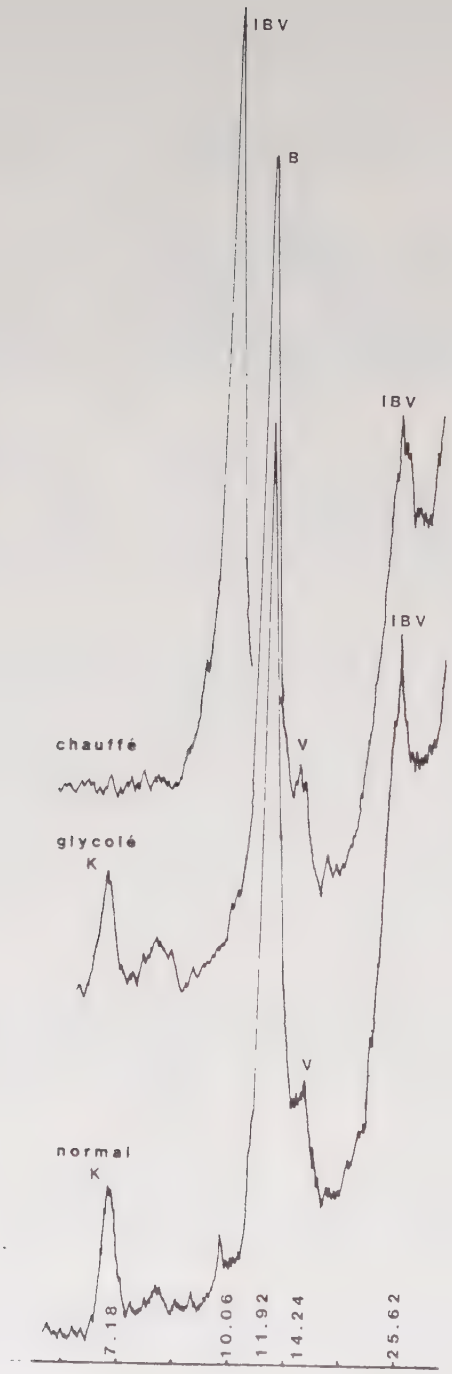


Figure 13: Altération des biotites.
Diffractogrammes RX effectués sur agrégats orientés à partir de biotites isolées dans l'échantillon SIAD 14.
K: kaolinite, B: biotite, V: vermiculite, IBV: interstratifiés biotite-vermiculite.

Tableau VIII: Microanalyses chimiques des biotites (SS267) et de différents plasmas d'altération (pa) et de transfert (pt) (SIAD 14).

	Biotite SS 267			Plasmasd'altération ferrugineux zones interlamellaires SIAD 14				Plasmas d'altération à kaolinite zones lamellaires SIAD 14				Limite pa-pt	pt à kaolinite
% d'oxydes	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO_2	44.50	49.00	48.10	43.40	40.40	39.50	27.40	53.70	53.80	52.20	56.00	40.60	55.10
Al_2O_3	19.80	20.70	23.10	20.10	18.60	20.10	17.20	34.50	36.20	35.60	30.30	29.20	39.60
Fe_2O_3	9.30	3.82	-	17.24	23.06	24.02	45.70	3.97	4.28	3.30	1.59	6.66	2.52
TiO_2	1.73	1.53	0.47	2.14	2.62	2.75	1.36	0.09	0.10	3.67	0.03	19.15	0.48
$^{+}Na_2O$	5.25	7.22	8.21	1.24	0.97	1.10	-	1.45	1.17	1.44	1.37	1.28	-
K_2O	7.50	5.91	4.34	5.98	5.78	4.28	3.30	1.61	1.26	1.23	0.63	1.01	-
CaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.14	-
MgO	11.79	11.82	15.29	9.79	8.55	8.25	5.02	4.91	3.53	2.85	-	2.51	-
Rapports moléculaires													
SiO_2/Al_2O_3	3.83	4.02	3.53	3.66	3.69	3.35	2.72	2.64	2.52	2.49	2.36	2.36	2.36
Fe_2O_3/Al_2O_3	0.30	0.12	-	0.55	0.79	0.76	1.70	0.07	0.07	0.06	0.03	0.15	0.04
MgO/Al_2O_3	1.51	1.44	1.67	1.23	1.16	1.04	0.74	0.36	0.25	0.20	-	0.22	-
K_2O/Al_2O_3	0.41	0.31	0.20	0.32	0.33	0.23	0.21	0.05	0.04	0.04	0.02	0.04	-

1. Biotite $Si_{2.98}\ Al_{1.02}\ (Al_{0.54}\ Fe^{3+}_{0.46}\ Ti_{0.08})\ (Mg_{1.17})\ K_{0.67}$

2. Biotite $Si_{3.18}\ Al_{0.82}\ (Al_{0.76}\ Fe^{3+}_{0.19}\ Ti_{0.07})\ (Mg_{1.14})\ K_{0.48}$

+. Les fortes teneurs en Na_2O sont dues aux résines d'imprégnation.

. *Microanalyses chimiques de l'altération des biotites.*

Comme pour les feldspaths, les analyses à la microsonde ont été effectuées dans les zones centrales des cristaux, susceptibles d'être préservées d'échanges trop importants avec les plasmas amorphes voisins. Des exemples d'analyses sont présentés dans le tableau VIII.

Dans les biotites saines du granite (SS 267), prélevé à l'affleurement sur le dôme, le rapport moléculaire Bases /Al_2O_3 est un peu faible, assez proche de celui des *vermiculites*. La présence de potassium confirmerait cette transformation précoce. Quelques rares plages présentent une tendance à la chloritisation comme l'indique la figure 14 et l'analyse 3 du Tableau VIII.

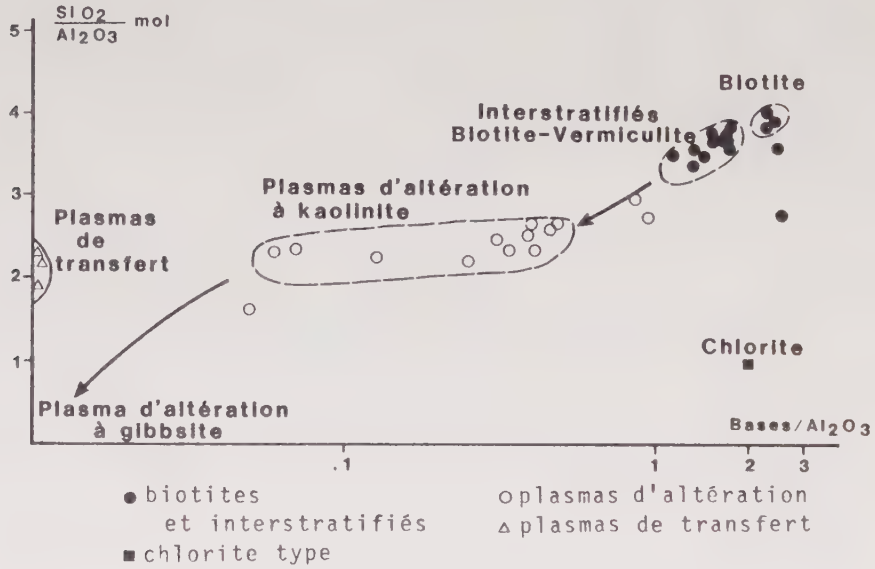


Figure 14: Variations des rapports géochimiques des biotites, de leurs plasmas d'altération et des plasmas de transfert.

Dès la zone de départ (SIAD 15), les rapports SiO_2/Al_2O_3 passent de 4 à 3.7 et ceux des Bases/Al_2O_3 de 2.3 à 1.6. Puis (SIAD 14), alors que le fer et le titane se concentrent préférentiellement en position interlamellaire (tabl. VIII,4 à 7), la transformation des paquets de lamelles se poursuit pour donner un *plasma d'altération à kaolinite* (tabl. VIII, 8 à 11).

Les kaolinites d'accumulation secondaire (plasma de transfert) n'apparaissent pas à l'analyse en continuité géochimique avec les kaolinites d'altération. On constate en effet une discontinuité entre ces deux plasmas, marquée par la présence d'une forte concentration en *titane* tabl.VIII,12). On note également que ces kaolinites de transfert ne contiennent ni alcalins, ni alcalino-terreux (tabl.VIII,13).

Ainsi les microanalyses chimiques permettent ici de distinguer et de caractériser ces premiers stades d'altération des biotites: *transformation*

en vermiculite, formation d'un plasma *d'altération à goethite interlamellaire et à kaolinite intralamellaire*, et enfin accumulation secondaire de *kaolinite de transfert*.

. *Conclusions sur l'altération des biotites.*

Les altérations de biotite en kaolinite ont déjà maintes fois été signalées et décrites, en envisageant notamment l'existence de stades intermédiaires de transformation ou de néoformation. TARDY (1969), en s'appuyant sur des caractérisations minéralogiques et géochimiques, considère qu'en Côte d'Ivoire "la biotite semble passer directement à la kaolinite sans étape intermédiaire marquée". Toutefois, il a été précisé par la suite (NOVIKOFF *et al.*, 1972; NOVIKOFF, 1974) qu'en zone tropicale "la biotite s'altère en kaolinite par l'intermédiaire de stades transitoires constitués de vermiculite et d'interstratifiés biotite-vermiculite", les stades gibbsitiques n'étant que rarement atteints. Récemment par des observations au MEB, il a été montré que l'altération des biotites pouvait conduire à la formation d'halloysite et de kaolinite (ESWARAN, 1976).

Quant à l'interprétation des transformations cristallochimiques conduisant des biotites à la kaolinite, on peut se référer aux travaux généraux de JACKSON (1965), TARDY et GAC (1968), TARDY (1969), NOVIKOFF *et al.* (1972), SOUBIES (1973), MILLOT *et al.* (1965) et à des études particulières (SEDDOH *et al.*, 1969; CURMI, 1979), mettant en évidence la présence d'Al interfoliaire et la formation de vermiculite hydroxy-alumineuse. Il semble donc que la transformation des biotites en kaolinite interviennent après une phase d'aluminisation (CHATELIN, 1974).

Nos analyses microscopiques permettent de définir pour l'altération des biotites dans l'isaltérite inférieure du mont Tato, *une transformation pseudomorphique indirecte en kaolinite avec une phase intermédiaire d'interstratifiés biotite-vermiculite* (fig.15). Au sommet de l'isaltérite inférieure, trois plasmas participent à la pseudomorphose des biotites originelles:

- *un plasma d'altération* ferrugineux, à *goethite* en position interlamellaire ou en bordure du cristal,

- *un plasma d'altération à kaolinite* en position intralamellaire,

- *un plasma de transfert à kaolinite* assurant un remplissage total ou partiel du volume.

Une discontinuité linéaire riche en titane, sépare le plasma de transfert des plasmas d'altération.

La transformation kaolinite-gibbsite n'est complète que dans l'isaltérite supérieure.

QUARTZ

Bien que le quartz soit considéré comme un des minéraux les plus stables, placé à l'extrémité de l'échelle d'altérabilité (GOLDICH, 1938), on lui accorde cependant une certaine solubilité. Les analyses et expériences de laboratoire montrent en effet qu'une solution se sature vis-à-vis du quartz aux environs de 6 ppm de SiO_2 (KRAUSKOPF, 1959; SIFFERT, 1962; MILLOT, 1964). En zone tempérée (SEDDOH, 1973), il a été montré que les quartz ne sont pas totalement invulnérables. En zone tropicale, LENEUF (1972)

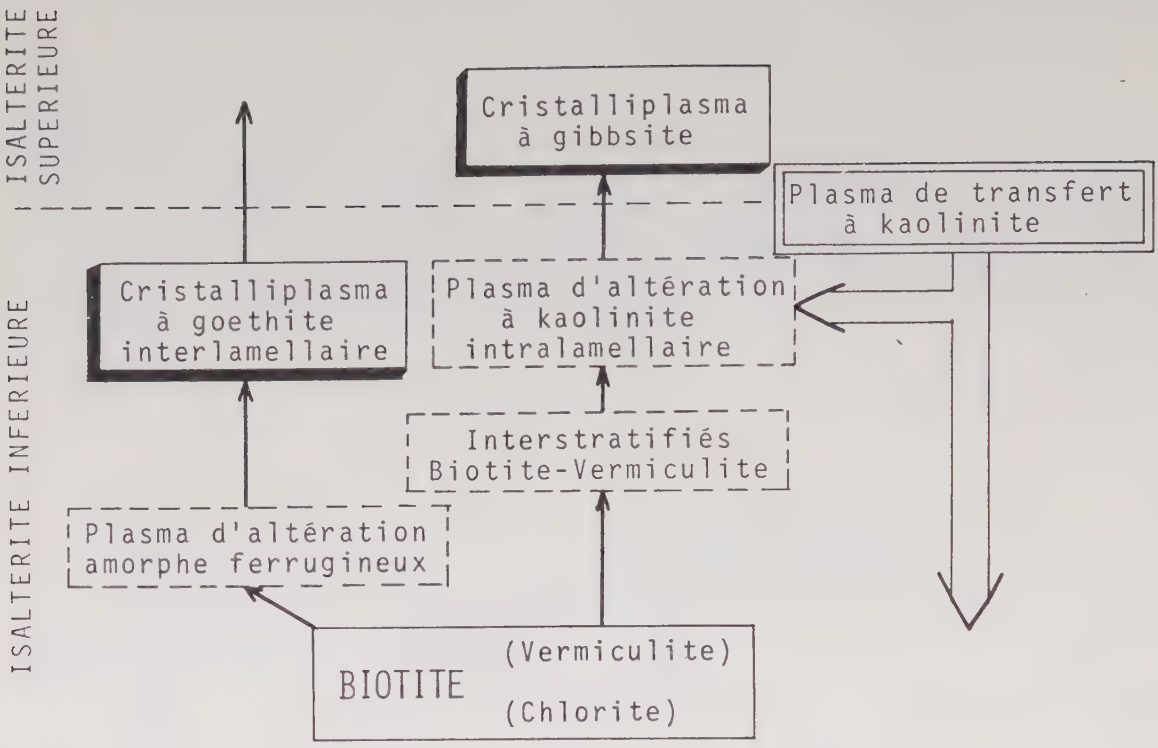


Figure 15: Altération des biotites dans l'isaltérite inférieure. Les différents plasmas et les transformations minéralogiques.

sur le Continental terminal et CLAISSE (1972 sur les sols ferrallitiques, ont étudié les fissurations et les cavités produites sur les quartz par l'altération. LELONG (1969), TARDY (1969), NOVIKOFF (1974) s'accordent pour estimer les pertes jusqu'à 15 à 20%. MILLOT et FAUCK (1971) signalent des cas extrêmes sur des roches très sableuses où cette dissolution peut atteindre 50%. Nous verrons que dans la formation bauxitique du Mont Tato, la dissolution des quartz peut être complète.

Cette dissolution débute dès les premiers stades de l'altération dans l'isaltérite inférieure. Après la formation des fissures transminérales (fig.9a et pl.I ph.1), un réseau irrégulier de *fissures intraminérales* se développe. Cette fissuration, à bords ajustés, relève de phénomènes plutôt mécaniques que chimiques.

L'ouverture des fissures correspond au début de la dissolution des quartz. Celle-ci se manifeste par un *film de plasma siliceux amorphe* tapissant les parois des quartz. Parfois il y a cristallisation de silice secondaire, dont l'existence ne sera que temporaire. Les reliques de quartz, ainsi isolées, ne subissent pas de déplacement, ce qui témoigne de la stabilité de la texture de l'ensemble.

Les vides fissuraux sont occupés en leur centre par un *plasma argileux de transfert à halloysite*, toujours accompagné d'une faible quantité d'oxyhydroxydes de fer.

Les microanalyses chimiques, réalisées dans les fentes de dissolution, montrent tous les termes de passage des plasmas amorphes siliceux de dissolution aux plasmas argileux à halloysite.

MUSCOVITES ET SERICITES.

Les muscovites, séricites et micas réactionnels restent intacts dans l'isaltérite inférieure. On confirme également leur persistance par le maintien d'un pic à 10 Å, faiblement marqué sur les diagrammes de poudre totale, mieux marqué sur les diagrammes des feldspaths séricitisés et altérés (fig.10).

PLASMAS INTERMINERAUX D'INTERACTION CHIMIQUE.

Outre les plasmas spécifiques à l'altération différentielle des minéraux et localisés en position intraminérale, il existe, dans la base de l'isaltérite inférieure, des plasmas en position interminérale dont la composition témoigne précisément d'interactions chimiques entre minéraux ou plasmas voisins. Quelques uns de ces plasmas ont été caractérisés par microanalyse. On montre ainsi qu'un plasma amorphe localisé entre un quartz et un plagioclase altéré se caractérise chimiquement par un mélange d'ions alcalins et alcalino-terreux avec de la silice en excès.

De tels transferts chimiques interminéraux sont limités et se localisent généralement aux seules fissures périphériques des minéraux originels.

CONCLUSION SUR L'ALTERATION DES MINERAUX PARENTAUX.

L'altération des minéraux parentaux, qui est différentielle, s'effectue avec conservation des structures minérales et des textures de la roche. Elle aboutit, dans cette isaltérite, au développement d'un fond matriciel formé par l'association de deux types de produits d'altération:

- *des reliques* de minéraux parentaux comme *les quartz* et *muscovites*, qui constituent le squelette et ont assuré, jusque là, le maintien des textures;

- *des plasmas*, qui résultent *soit d'altération* et *de transformation sur place: cristalliplasma à gibbsite* pseudomorphosant les fedspaths, et *plasma argileux à kaolinite* pseudomorphosant les biotites, *soit de transfert: plasma argileux à halloysite et à kaolinite*, occupant divers sites et au contact direct des reliques de minéraux parentaux.

b) Les accumulations secondaires dans les vides d'altération du sommet de l'isaltérite inférieure.

Aux divers transferts qui occupent des sites intra, inter et transminéraux et qui viennent d'être décrits, s'ajoutent les transferts et accumulations suivants.

. *L'accumulation de kaolinite.*

Au sommet de l'isaltérite inférieure (SIAC 13-11), des zones de circulation préférentielle s'établissent dans des vides intraminéraux laissés par l'altération des microclines, la dissolution des quartz, et dans certaines plages à gibbsite dont le degré de cristallisation est moins avancé.

Dans ces zones de circulation préférentielle s'est déposé un *plasma de transfert* dans lequel se sont néoformés de *grands vermicules de kaolinite*, dont la taille peut atteindre 2 à 3 mm. La texture originelle du granite est à peine perturbée (pl.III ph.15): des îlots de gibbsite primaire sont préservés, des quartz fracturés ne sont que peu ou pas déplacés.

Cette kaolinite envahit aussi les dernières fentes de circulation des feldspaths laissées vides après cristallisation de la gibbsite (pl.II ph.11). Elle est également présente dans les biotites altérées sous forme de vermicules cristallisés entre les reliques de lamelles, tordues, rubanées, de ces biotites (pl.III ph 14).

Au sommet de l'isaltérite inférieure, la gibbsite commence à cristalliser alors que se désilicifie la kaolinite.

Il est vraisemblable que vermicules de kaolinite et halloysite sont contemporains et proviennent d'un même plasma de transfert. Mais l'halloysite se développerait de préférence à la base de l'isaltérite inférieure, dans le système de microfissures du front d'altération (TARDY *et al.*, 1973).

Nous verrons dans la seconde partie, par l'étude de l'évolution géochimique globale, que l'ensemble de ces transferts peut conduire à un enrichissement en aluminium d'environ 15%.

. *L'accumulation de plasma ferrugineux à goethite.*

Un *plasma ferrugineux à goethite* se surimpose lui-même aux vermicules de kaolinite. C'est un plasma asépique brun rouge en lumière naturelle, rouge en lumière polarisée. A fort grossissement, il apparaît que ce sont des microparticules formant de petits agrégats dont la périphérie est plus dense que le centre, lequel peut être vide ou occupé par un microcristal.

Ce plasma ferrugineux envahit également certaines plages de cristalliplasma gibbsitique qui bordent les zones de circulation préférentielle. Il se dispose alors suivant des directions parallèles ou réticulées, rappelant les plans de la texture initiale. Dans ces plages, les cristaux de gibbsite isolés, entourés par le plasma ferrugineux, finissent par disparaître complètement. Il y a là une véritable *épigénie de la gibbsite par le fer.*

Enfin ce plasma ferrugineux pénètre aussi les quartz dont les fentes sont très élargies. La présence d'un vide, d'épaisseur irrégulière entre la relique de quartz et le plasma indique alors que la dissolution des quartz s'est poursuivie après la mise en place de ce plasma ferrugineux (MULLER *et al.*, 1981).

Le gain en fer résultant du dépôt de ce plasma sera évalué à environ 80% de la concentration initiale; et cet apport peut être à l'origine de la coloration rouge de la partie supérieure de cette isaltérite inférieure.

c) Conclusion sur l'isaltérite inférieure.

A l'issue des transformations de minéraux et des transferts de matière, l'isaltérite inférieure se caractérise par sa couleur rouge, et par la conservation des textures. Elle est alors formée d'un fond matriciel comprenant un squelette, des critalliplasmas d'altération et des cristalliplasmas de transfert.

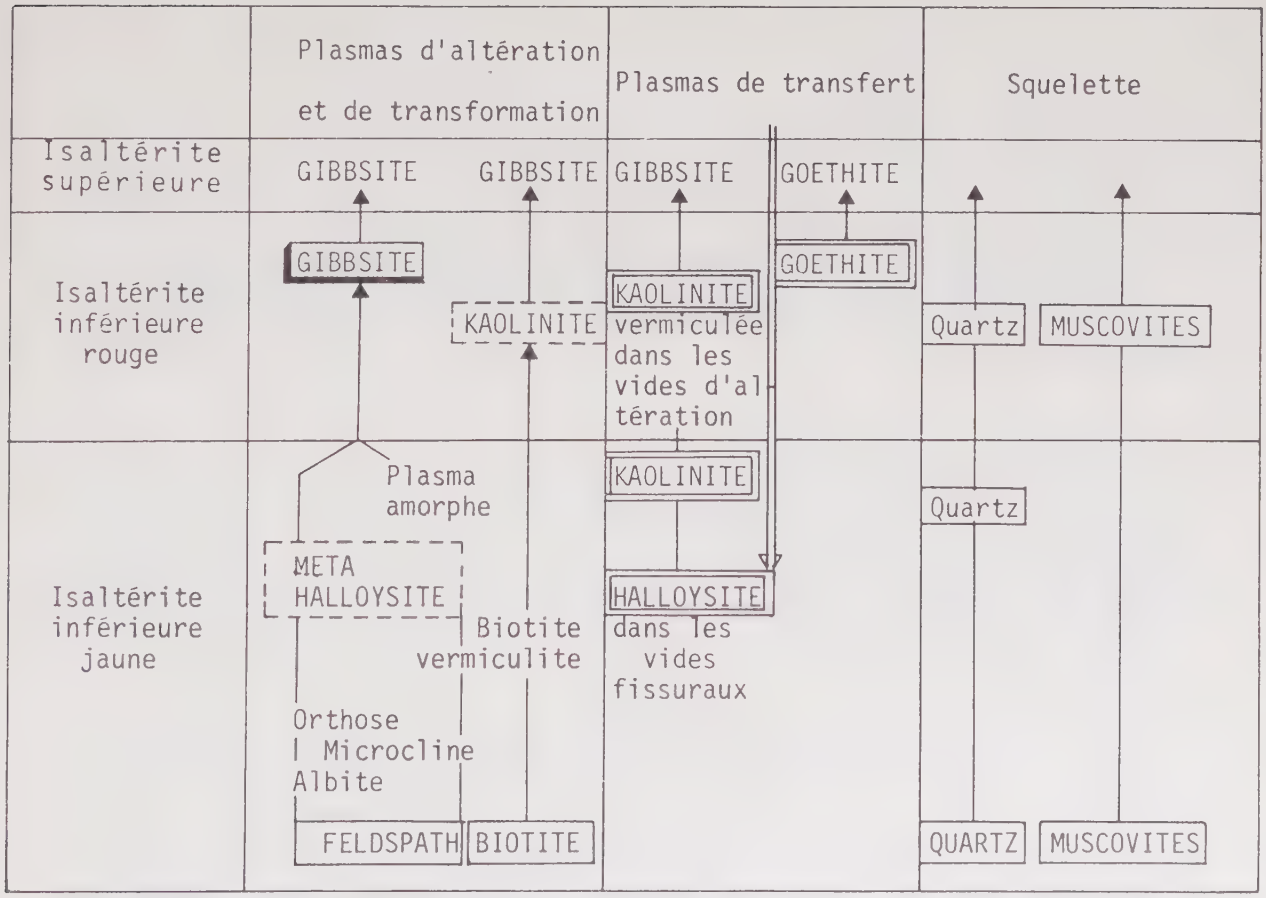


Figure 16: Les différents plasmas et les transformations minéralogiques dans l'isaltérite inférieure.

- Le *squelette* comprend les *quartz* en cours de dissolution et les *muscovites*.

- Les *plasmas d'altération* proviennent de la transformation des *feldspaths* et des *biotites*; dans l'un et l'autre cas, il y *néogénèse de gibbsite* à partir de la transformation de plasmas argileux ou amorphes. Toutefois, la transformation en gibbsite des plasmas d'altération à kaolinite issus des biotites, n'est pas complète.

- *Les plasmas de transfert* sont à l'origine de deux néoformations d'argile:

. *d'halloysite* au front d'altération, dans les vides fissuraux de la roche et dans les vides d'altération des premiers felspaths (orthose et albite) pseudomorphosés en gibbsite;

. puis au-dessus, de *kaolinite* dans certains vides fissuraux et d'altération des feldspaths et des biotites, et de *kaolinite* en grands *vermicules* dans les vides plus larges.

Halloysite et kaolinite se transforment ensuite en gibbsite, mais cette transformation est encore incomplète au sommet de l'isaltérite inférieure.

3- L'ISALTERITE SUPERIEURE.

On observe dans cet horizon une très forte dissolution des quartz, la transformation complète des kaolinites, et d'importants phénomènes d'apports. Des passées jaunes tubulaires recoupent cet horizon isaltéritique.

a) La dissolution des quartz.

La dissolution se poursuit le long des fissures trans et intraminérales ouvertes dans l'isaltérite inférieure. Ces fissures sont emplies de *plasmas de transfert à halloysite ou à kaolinite*. Ces dépôts argileux, par *désilicification,* évoluent sur place en *gibbsite*. Cette présence de gibbsite fissurale correspond à un plasma de transfert et non à une épigénie des quartz. Les vides de dissolution s'accroîssent en effet au détriment du quartz, toujours à partir de la fissure médiane qu'elle soit emplie de kaolinite ou de gibbsite.

Cette dissolution des quartz donne ainsi à l'isaltérite une nouvelle porosité qui sera propice à d'autres transferts et accumulations.

La texture d'ensemble de la roche est toujours conservée, maintenue, non plus par les quartz, mais par les anciens feldspaths complètement pseudomorphosés en gibbsite. Un relai s'établit ainsi entre les minéraux

primaires qui disparaissent et les minéraux secondaires de néoformation qui s'accroissent et assurent la conservation des textures du granite.

b) La transformation des kaolinites.

Deux types de plasmas à kaolinite ont été mis en évidence dans l'isaltérite inférieure: ceux à *kaolinite d'altération des biotites et* ceux à *kaolinite de transfert en vermicules*. Commencée dans l'isaltérite inférieure, la *pseudomorphose* de ces *kaolinites en gibbsite* se poursuit et s'achève ici. La transformation par simple désilicification est directe. La gibbsite cristallise au contact même des lamelles des vermicules sans phase intermédiaire (pl.III ph 16.18). Mais on peut distinguer les deux types de cristalliplasmas à gibbsite en dérivant:

- les *cristalliplasmas à gibbsite* résultant de la transformation des *biotites* sont identifiables par la permanence de zones ferrugineuses interlamellaires (pl.IV ph.20);
- les *cristalliplasmas à gibbsite* résultant de la transformation des *vermicules* sont identifiables par des tailles supérieures et la rareté sinon l'absence de zones ferrugineuses interlamellaires (pl.IV ph.19).

Dans les deux cas, ces gibbsites sont en très petits cristaux, de taille inférieure à celle de la gibbsite primaire provenant de l'altération des feldspaths.

c) Les plasmas cutaniques.

Des microstructures de dépôts, nommés *cutanes*, recoupent en discordance et isolent les structures initiales altérées. Elles leur sont postérieures et sont liées au système de la porosité issue de l'altération. Ce sont des "microsystèmes illuviaux" (BOCQUIER, 1980). D'après leur nature et d'après les transformations qu'ils peuvent subir après leur dépôt, on distingue trois générations de plasmas cutaniques: des plasmas amorphes alumino-ferrugineux, des plasmas argilo-ferrugineux, des cristalliplasmas à gibbsite.

. *Plasmas amorphes alumino-ferrugineux.*

Les pores sont d'abord envahis par un *plasma amorphe* qui présente, en lumière naturelle une *alternance de zones jaune brun et de zones jaune clair* (pl.IV ph.23-24). En lumière polarisée, ce plasma est faiblement anisotrope: peu de cristallisations sont apparentes, la structure zonée ne se discerne pas. De très petits cristaux de *gibbsite* s'individualisent progressivement dans les zones jaune clair. Le résultat de cette transformation est un cristalliplasma où alternent entre elles, sans discontinuité, des zones sombres ferrugineuses avec des zones claires gibbsitiques.

Par des analyses ponctuelles faites à la microsonde, suivant des coupes transversales à ces cutanes, on met en évidence (fig.17) à partir du vide et en direction de la partie interne, la présence de :

- une bordure externe très ferrugineuse;
- un plasma amorphe jaune, alumino-ferrugineux, renfermant une faible quantité de silice (SiO_2/Al_2O_3 mol=0.50), enrichi en fer dans sa partie interne;
- un plasma zoné exempt de silice, très alumineux dans sa partie externe, présentant de petits cristaux de gibbsite, et enrichi en fer dans sa partie interne.

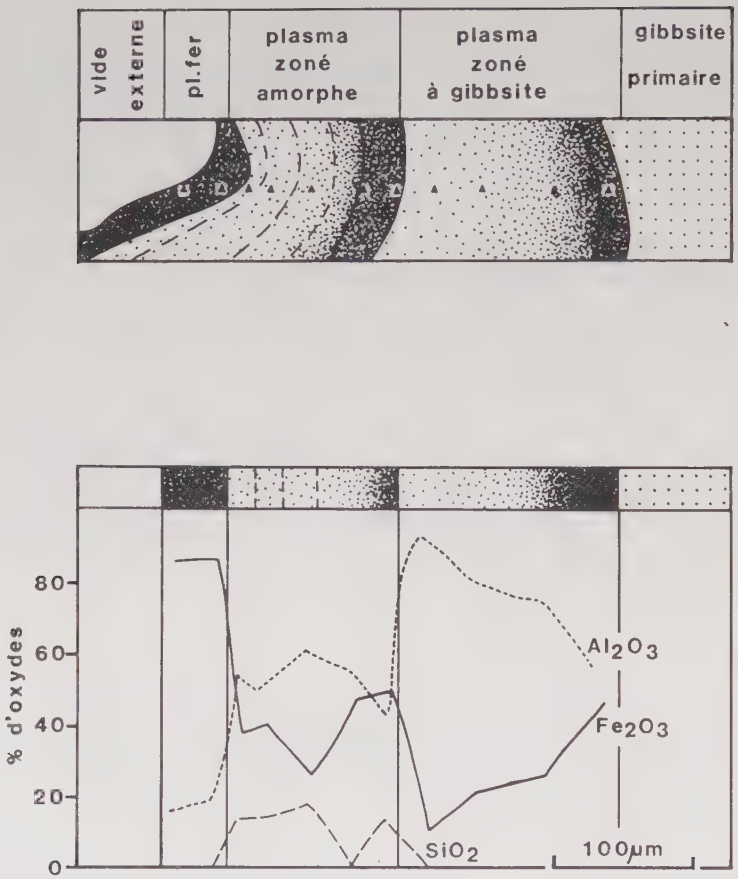


Figure 17:Microanalyses chimiques réalisées suivant une coupe transversale d'un cutane à plasma alumino-ferrugineux.

Les données microchimiques confirment que le plasma est zoné. Par ailleurs, on constate une discontinuité d'une zone à l'autre par concentration supérieure du fer le long de la limite interne de chaque zone (fig.17). De plus la gibbsite cristallise uniquement dans les zones exemptes de silice et presque totalement déferruginisées, qui apparaissent ainsi comme les zones les plus évoluées.

Le plasma amorphe de la partie externe, dont la zonation est peu marquée, représente un type de plasma de dépôt dont l'évolution est en cours ou qui a pu même être bloquée par l'adjonction d'une troisième séquence limitée au liséré ferrugineux bordant le vide, la zone externe ayant été totalement lessivée.

Ainsi, il est possible de considérer ces *accumulations* cutaniques comme résultant d'une *succession de dépôts de plasmas amorphes alumino-ferrugineux* peu ou pas siliceux. Leur évolution débute par une *concentration du fer en position interne*, se poursuit par une *désilicification totale des zones déferruginisées* et par la *transformation* du plasma résiduel en *cristalliplasma à gibbsite*(pl.V ph.25.26).

La répétition du phénomène assure la constitution de ce que l'on peut convenir d'appeler des *ferrigibbsitanes zonés*.

. *Plasmas argilo-ferrugineux.*

Ce type d'accumulation a déjà été décrit (BOULANGE *et al.*,1975). Dans ce cas, un nouveau dépôt se surimpose au plasma amorphe alumino-ferrugineux soit en continuité, soit en le recoupant et isolant ainsi des fragments de cutanes dénommés papules. Ce dépôt présente un *microlitage* qui peut être dû à la seule orientation préférentielle (parallèle à la surface de la paroi) des *particules phylliteuses* anisométriques lors du dépôt.

Ce plasma argilo-ferrugineux se différencie après son dépôt en deux zones: une *zone interne* brun rouge, à *oxyhydroxydes de fer* dominants, et une *zone externe* jaune à blanchâtre, à *gibbsite*. Cette zonation est indépendante du microlitage de dépôt et peut même recouper celui-ci. Ainsi la zonation apparaît bien comme une transformation postérieure au dépôt, voire même postérieure à des dépôts successifs.

Dans des cutanes complexes, plusieurs dépôts se superposent en ayant chacun leur zonation pareillement ordonnée, fer interne, gibbsite externe. On observe ainsi des répétitions fer-gibbsite (pl.V ph.27) qui peuvent se terminer en bordure du vide par un dépôt ultime, légèrement zoné, composé d'un fin liséré de fer interne et de kaolinite externe.

La morphologie des cristaux de gibbsite est différente de celle qui fût observée précédemment. La gibbsite est ici cristallisée en prismes perpendiculaires à la paroi (pl.V ph.28-29), alors que dans les zones claires des dépôts cutaniques de plasma amorphe, les nombreux petits cristaux de gibbsite n'ont aucune orientation particulière (pl.V ph.26). Bien plus, on peut observer dans un même dépôt, le passage latéral entre une zone conservant la structure phylliteuse parallèle des dépôts et une zone à gibbsite (pl.V ph.29 - 30).

A la microsonde, la distribution relative des éléments Si, Al, Fe, peut être suivie (fig.18). On met ainsi en évidence, dans l'exemple proposé, la répartition suivante des éléments:

- dans la *zone externe*, la concentration relative en aluminium augmente vers le vide, tandis que celles du fer et de la silice diminuent, la gibbsite cristallise alors;

- dans la *zone interne*, le fer est fortement concentré, alors que la silice et l'aluminium moins abondants, ont un comportement analogue. Il y a conservation de *structures phylliteuses*.

Ainsi la permanence de structure phylliteuse dans les zones à gibbsite, et la conservation de kaolinite dans les zones enrichies en fer, nous montrent que le dépôt cutanique originel était une argile kaolinitique associée à des oxyhydroxydes de fer. Il y a d'abord zonation des dépôts argilo-ferrugineux par concentration différentielle du fer dans la zone interne et formation de *"ferriargilanes zonés"* (BOCQUIER et NALOVIC,1972). Par désilicification, la kaolinite déferrifiée se transforme progressivement vers le vide en un cristalliplasma à gibbsite. Il y a formation de *ferrigibbsitanes zonés*.

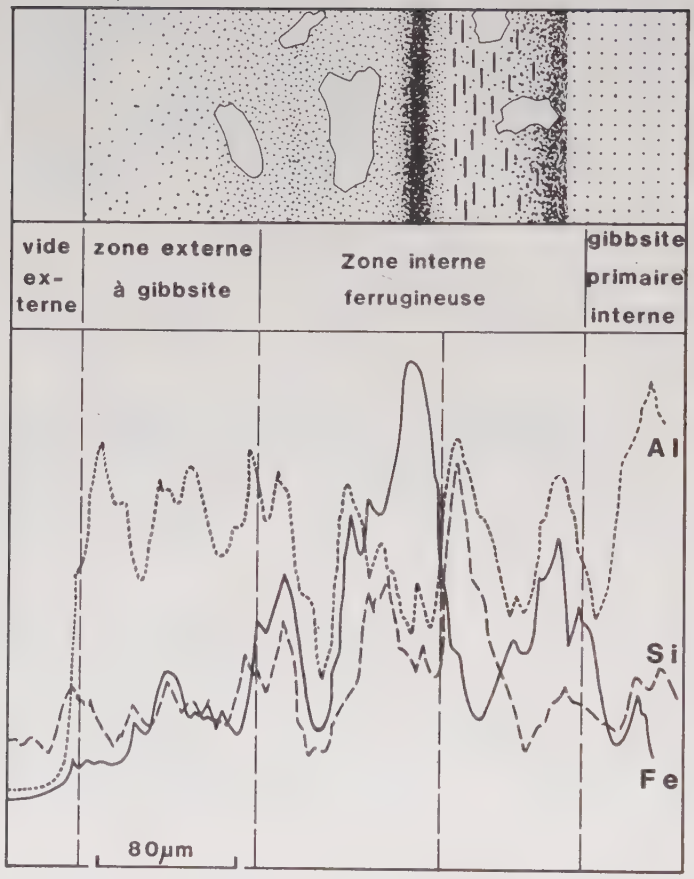


Figure 18: Distribution relative des éléments Al, Si, Fe suivant une traversée effectuée à la microsonde dans un cutane à plasma argilo-ferrugineux.

Seuls des critères microscopiques permettent de distinguer l'origine des ferrigibbsitanes zonés:

- cristalliplasma à gibbsite sans orientation, provenant des plasmas amorphes;
- cristalliplasma à gibbsite orientée, provenant de ferriargilanes.

. *Cristalliplasma à gibbsite.*

A ce troisième type, correspondent des dépôts de gibbsite très bien cristallisée, qui recoupent les plasmas cutaniques précédents, remplissent certains pores, entourent des quartz résiduels. Les surfaces de contact sont nettes, il n'y a aucune continuité dans les compositions chimiques de ces *gibbsitanes* et de leur bordure. Il n'y a pas de liséré de fer lié à la structure du gibbsitane, de même qu'il n'y a pas de passages latéraux de structures phylliteuses aux structures prismatiques.

Cette *gibbsite* ne peut provenir dans ce cas que d'une *cristallisation directe* à partir d'une *solution* relativement pure à très forte concentration en alumine.

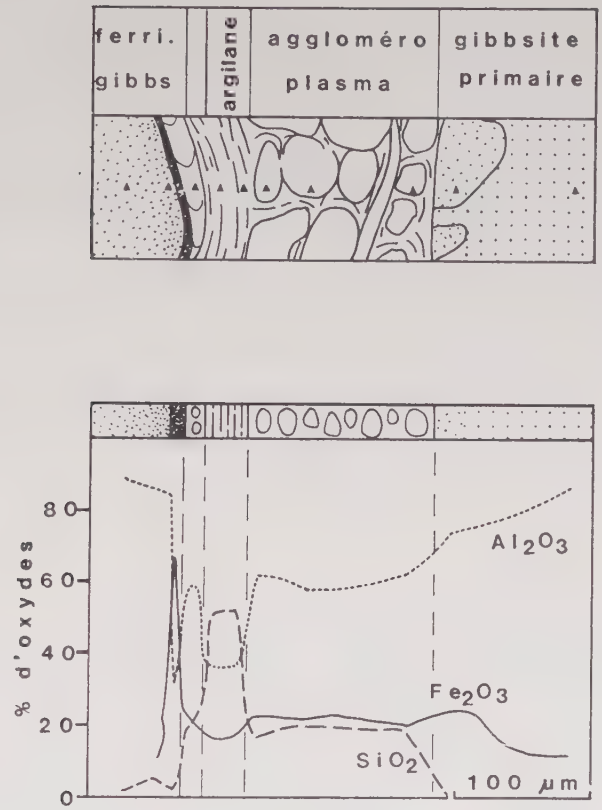


Figure 19: Microanalyses chimiques réalisées suivant une coupe transversale dans un tubule.

d) Les tubules.

Des fragments de lithoreliques (à quartz et muscovite), d'altéroreliques (à plage de gibbsite primaire), de ferrigibbsitanes et de gibbsitanes sont recoupés et ainsi isolés par des *tubules*. Ceux-ci sont emplis d'un agglomeroplasma contenant:

. un squelette: quartz, muscovites et altéroreliques,

. un plasma asépique jaune rouge, susceptible de réorganisation en bordure des agrégats (plasma masépique), et en bordure des vides où il forme un ultime revêtement cutanique.

Une coupe transversale dans un tubule est donnée figure 19. Le vide central est ici comblé par un argilane récent jaune contenant silice et alumine dans un rapport moléculaire de 2, et très peu de fer.

L'agglomératoplasma est beaucoup plus alumineux (SiO_2/Al_2O_3 = 0.50). Il n'est pas zoné.

e) Conclusion sur l'isaltérite supérieure.

L'isaltérite supérieure est essentiellement un horizon *d'accumulation absolue*. Aux plasmas hérités de l'isaltérite inférieure, et encore en voie de transformation, viennent s'ajouter de nouveaux *plasmas de transfert*. Mais alors que les dépôts cutaniques de l'isaltérite inférieure résultaient tous de néoformation à partir de solution, les *dépôts cutaniques* de l'isaltérite supérieure se différencient en deux catégories: certains ont des caractères permettant de les considérer comme des *accumulations illuviales résultant de transferts de particules* et ayant subi des transformations postérieures au dépôts (ferrigibbsitanes zonés), d'autres sont des *cristalliplasmas de néoformation* à partir de *solutions strictement alumineuses* (gibbsitanes) (tabl.IX).

Tous ces plasmas de transfert se mettent en place de manière progressive dans les vides existants et en respectant la texture originelle. Ils permettent la consolidation de l'édifice textural de l'isaltérite. Nous verrons par les bilans géochimiques que ces accumulations absolues provoquent une très forte augmentation des teneurs en fer (+ 250%). et en alumine (+ 60%) par rapport au granite.

Tableau IX . La double origine des dépôts cutaniques de l'isaltérite supérieure

Mode de transfert	Dépôt originel	Transformation ultime du dépôt	Dépôt cutanique résultant
Transfert de particules	Accumulations illuviales de plasmas -amorphe à Al et Fe -amorphe à Al,Si,Fe -à kaolinite et Fe	Concentration du fer en zone interne: zonation Désilicification en zone externe: gibbsitisation	Ferrigibbsitanes zonés
Transfert de solutions alumineuses	Néoformations par précipitation(à l'équilibre)de cristalliplasma à gibbsite).	Pas de transformation(ou dissolution et recristallisation).	Gibbsitanes

V. L'ENSEMBLE CUIRASSÉ

Cette cuirasse alumineuse qui, dans ce profil, correspond à la *bauxite*, comprend trois horizons (fig.8 tabl.III):

- une cuirasse massive inférieure de 10 à 15 m d'épaisseur.
- une cuirasse massive supérieure de 0.50 à 1 m d'épaisseur.
- une cuirasse fragmentaire affleurante de moins d'1 m d'épaisseur.

1- LA CUIRASSE MASSIVE INFERIEURE.

Sur l'isaltérite supérieure repose la cuirasse massive inférieure par l'intermédiaire d'un horizon de transition peu épais. Celui-ci, sans changement de texture significative, se distingue de l'isaltérite principalement par sa teneur en fer et par l'apparition d'hématite. La teneur en fer est supérieure à 15%, alors qu'elle n'est en moyenne que de 10% dans l'isaltérite supérieure, et de 8% dans la cuirasse (tabl.III).

La cuirasse inférieure, horizon le plus épais (10 à 15m)(cf.p 40) comprend des constituants qui, ou bien sont hérités de l'isaltérite, ou bien proviennent de transformations ultimes du squelette. Cet horizon est recoupé par des pédotubules.

a) L'héritage de l'isaltérite.

La *texture* de la cuirasse inférieure est directement *héritée de l'isaltérite supérieure*. Si la texture pétrographique n'est pas entièrement conservée, elle est cependant très reconnaissable. On distingue en effet:

- des *cristalliplasmas à gibbsite*, les uns provenant de la transformation des feldspaths, les autres provenant de la transformation de la kaolinite issue de plasmas de transfert ou de l'évolution des biotites;
- des *ferrigibbsitanes et des gibbsitanes* provenant de l'évolution des plasmas cutaniques des dépôts illuviaux; ferriggibsitanes et gibbsitanes sont associées aux plages de cristalliplasma à gibbsite et assurent ainsi l'induration de l'ensemble;
- des *quartz et des muscovites* résiduels.

b) Les transformations minéralogiques dans la cuirasse inférieure.

La diffraction des rayons X ne permet plus de mettre en évidence la présence de goethite. Tous les *plasmas ferrugineux à goethite*, qu'ils proviennent des biotites ou des accumulations dans les isaltérites, sont transformés en *plasmas ferrugineux à hématite*.

. *La dissolution des quartz.*

La dissolution des quartz, très engagée dans l'isaltérite se poursuit dans la cuirasse. Qu'ils soient entourés directement ou non d'hématite ou de gibbsite, la dissolution est aussi intense. Les quartz s'amenuisent jusqu'à disparaître totalement. Certains vides résultant de cette dissolution vont persister, d'autres seront remplis d'un ultime *plasma argileux jaune*.

. L'*altération des micas blancs.*

Les déterminations faites au microscope polarisant, montrent que les micas blancs comprennent des muscovites, des séricites et des micas réactionnels. Ils sont tous en très faible quantité dans le granite ($\sim$ 2%).

Il a été ainsi difficile de saisir leur évolution tardive par rapport à celle des autres minéraux parentaux.

La transformation des muscovites ne débute en effet que dans la cuirasse alumineuse, au-dessus de l'isaltérite supérieure. Elle n'intéresse cependant qu'une partie des muscovites, l'autre se maintenant intacte jusqu'en sommet de profil.

Des muscovites, s.s., incluses dans des plages de gibbsite, apparaissent directement pseudomorphosées en gibbsite (pl.IV ph.21): il y a perte des caractères optiques de la muscovite, apparition de gibbsite dont la cristallisation se réalise en conservant la structure phylliteuse et l'alignement des feuillets. Au MEB, la limite muscovite-gibbsite est nette; tout au plus apparaît une légère exfoliation des feuillets (pl.IV ph.22). Les analyses faites à la microsonde confirment cette transformation en hydroxyde d'aluminium, avec passage par des plasmas silico-alumineux, mais sans néoformation de kaolinite (fig.20).

Par contre, les séricites analysés dans l'isaltérite inférieure (SIAD11)montrent une composition proche de la kaolinite (SiO_2/Al_2O_3 = 2, $Bases/Al_2O_3$ = 0,1), qui serait ainsi une étape intermédiaire dans leur évolution.

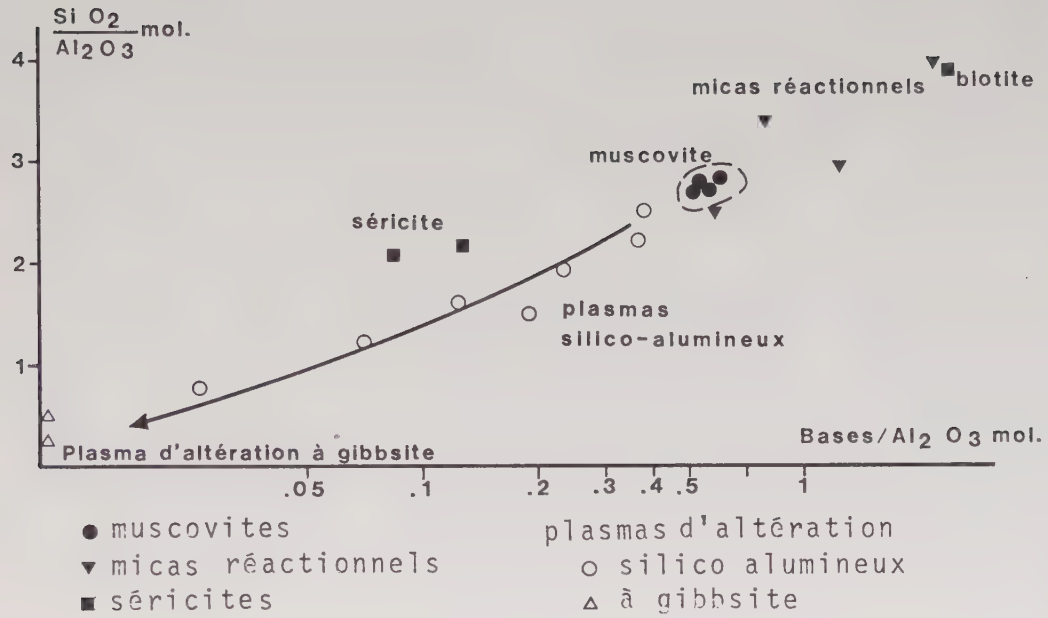


Figure 20: Variations des rapports géochimiques des micas blancs et de leurs plasmas d'altération.

Les micas réactionnels, dont la composition est en relation avec celle des minéraux voisins: orthose, biotite ou muscovite, n'ont pu être suivis à la microsonde dans leur évolution, en raison de leur faible développement. Au microscope optique, cette évolution paraît comparable à celle des biotites.

c) Les tubules.

Ces chenaux, *d'origine biologique* et à orientation généralement verticale, recoupent l'ensemble de la cuirasse. Ils sont remplis d'un *fond matriciel pédotubulaire*, dont la composition chimique est bien en relation avec celle de l'horizon (tabl. XVII). Ce fond matriciel est formé d'un squelette noyé dans un plasma isotique brun.

Le squelette est constitué de quelques quartz et micas blancs résiduels, et de fragments, soit de cristalliplasmas à gibbsite, soit de cutanes (papules). Tous ces éléments de squelette sont de très petite taille ($< 20\mu$). Il est cependant possible d'observer, notamment à la base de la cuirasse, quelques grands quartz dont la taille peut atteindre 1 à 2 mm, inclus dans ces tubules; ils sont directement hérités de la cuirasse avoisinante, ayant été enveloppés de plasmas sans avoir subi de déplacements.

De plus la paroi de ces chenaux est tapissée d'un plasma jaune argileux ultime, qui peut présenter lui-même des réorientations (séparations plasmiques) sur la face interne.

2- LA CUIRASSE MASSIVE SUPERIEURE.

Peu différenciable macroscopiquement de la cuirasse massive inférieure (cf.p.40), la cuirasse massive supérieure s'en distingue nettement au microscope. En effet les quelques échantillons observés (SIAA4-C3) sont entièrement constitués de *cristalliplasmas à gibbsite*, unique composant minéralogique mis également en évidence par la diffraction des rayons X. Cette gibbsite en très petits cristaux, forme des plages coalescentes dans lesquelles il est encore possible de reconnaître les traces de certaines textures originelles. Ce cristalliplasma est microporeux; les vides renferment rarement des dépôts illuviaux cutaniques alumino-ferrugineux, mais plus fréquemment de grands cristaux de gibbsite (gibbsitanes) résultant du transfert d'aluminium en solution provenant de l'horizon supérieur.

Le seul phénomène important, qui est intervenu dans cet horizon après la transformation des feldspaths, est celui de la dissolution des quartz. Les nombreux vides en résultant ont favorisé, en l'absence d'importants dépôts cutaniques alumino-ferrugineux, un écrasement de la structure et des textures originelles, n'en laissant subsister que quelques témoins reconnaissables.

Cette cuirasse alumineuse supérieure se prolonge vers la périphérie du plateau par un horizon meuble, très alumineux mais encore riche en quartz, surmontant directement l'isaltérite inférieure dans le puits D (fig.8) et ainsi corrélable à l'isaltérite supérieure. Mais la position tout à fait marginale de ce profil fait qu'en raison du rabattement de la nappe cette isaltérite évolue en l'absence de dépôts cutaniques alumino-ferrugineux spécifiques de l'isaltérite supérieure.

C'est cette absence de dépôts cutaniques alumino-ferrugineux dans la cuirasse alumineuse supérieure et la faible teneur en fer en résultant (tableau III) qui la distinguent de la cuirasse alumineuse inférieure, et nous font considérer qu'il existe ainsi une discontinuité entre ces deux horizons indurés. Nous verrons que la présence de cette cuirasse alumineuse supérieure peut être liée à une intense reprise de l'altération chimique sous une cuirasse préexistante.

3- LA CUIRASSE FRAGMENTAIRE AFFLEURANTE.

La cuirasse fragmentaire, constituée de blocs décimétriques, forme l'horizon supérieur, d'épaisseur métrique, de cette formation bauxitique (cf.p.40). Au microscope, ce faciès présente, comme dans la cuirasse massive alumineuse inférieure, de grandes plages de cristalliplasma à gibbsite, parfois coalescentes, séparées par des dépôts cutaniques (ferrigibbsitanes). Mais ici, un plasma ferrugineux à hématite pénètre et imprègne chaque plage de gibbsite, masquant la texture initiale qui demeure parfois reconnaissable. Les quartz sont totalement absents. Quelques cutanes ultimes, jaunes, tapissent l'intérieur de certains vides.

Par diffractométrie des rayons X, on met en évidence dans cette cuirasse fragmentaire, la présence d'une faible quantité de *boehmite*. Celle-ci serait liée au lessivage intense de cette partie supérieure du profil. Elle marquerait ainsi un *stade intermédiaire dans la destabilisation de la gibbsite* avant la remise en mouvement de l'aluminium qui ira s'accumuler sous forme de gibbsitanes dans les cuirasses sous-jacentes, ou sous forme de dépôts cutaniques dans l'isaltérite, associé ou non au fer et à la silice.

Ainsi, par *départ préférentiel de l'aluminium*, peut s'opérer au sommet de l'ensemble cuirasse une forte *accumulation résiduelle du fer*. Celle-ci sera évaluée lors de l'établissement de bilans géochimiques.

4- CONCLUSION SUR L'ENSEMBLE CUIRASSE.

L'ensemble cuirassé, qui forme la bauxite sommitale, est donc constitué de trois horizons.

- La *cuirasse alumineuse inférieure* à texture conservée, *en continuité* par l'intermédiaire d'un horizon de transition avec l'isaltérite supérieure, dont elle ne diffère que par son degré d'induration. Les *principales transformations minéralogiques* qui s'y produisent sont la transformation de *goethite* en *hématite*, la fin de la *dissolution des quartz* et la transformation des *muscovites en gibbsite*.

Ainsi, cette cuirasse comprend une association de cristalliplasmas à gibbsite et de plasmas ferrugineux à hématite provenant, soit de la transformation des plasmas d'altération des minéraux parentaux (feldspaths et micas), soit de la transformation des plasmas de transfert (halloysite, kaolinite, amorphe Fe-Al, ferriargilane), soit des dépôts d'aluminium en solution (gibbsitane).

- La *cuirasse alumineuse supérieure* est en *discontinuité* sur la cuirasse inférieure. Des *textures* originelles y sont *reconnaissables*. Cette cuirasse comprend essentiellement des cristalliplasmas à gibbsite provenant, soit de la transformation des plasmas d'altération des minéraux parentaux, soit de dépôts d'aluminium en solution.

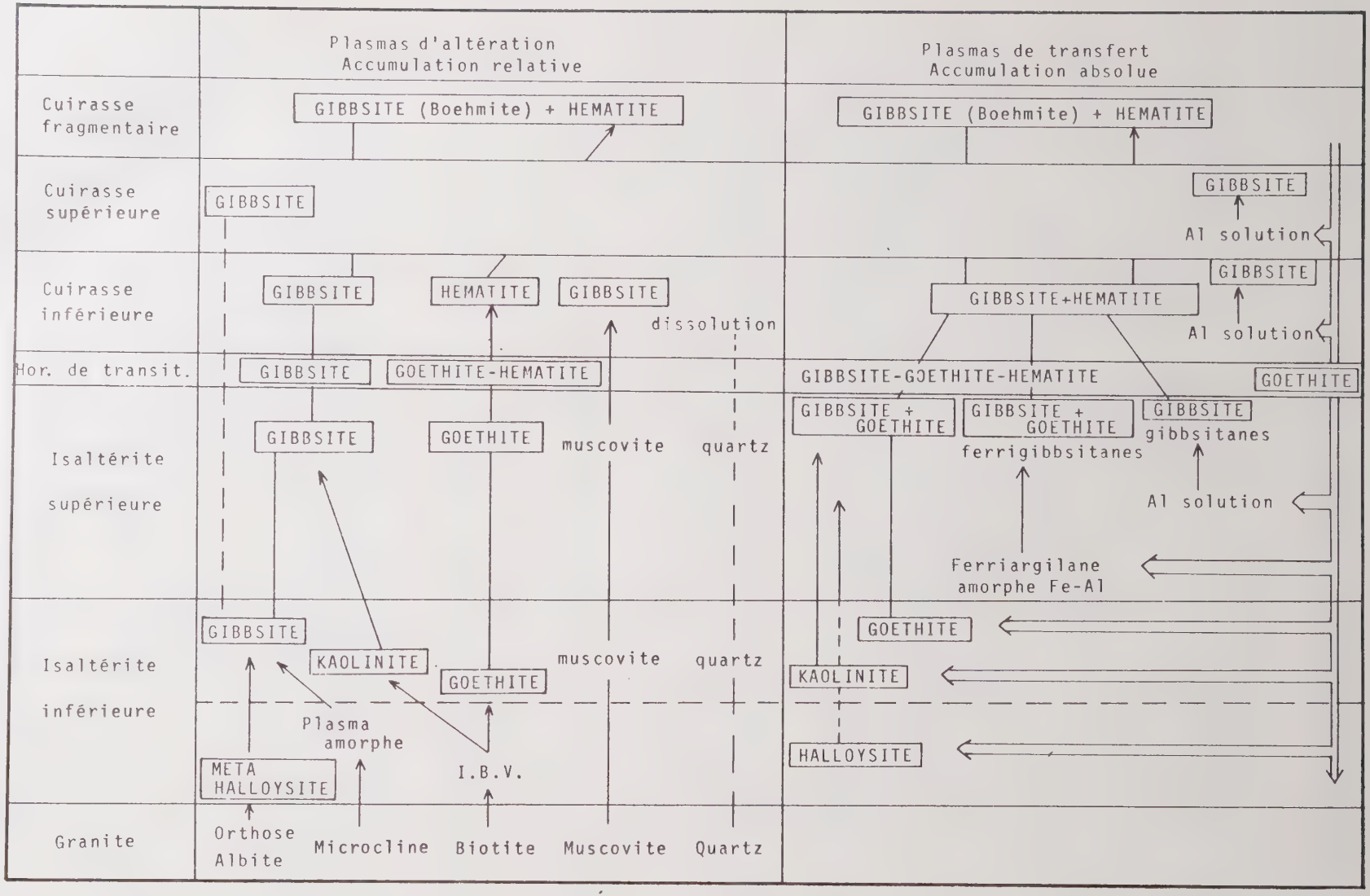


Figure 21: Schématisation des transformations minéralogiques dans la formation bauxitique sur granite du Mont Tato

L'absence de plasmas de transfert permet de considérer cet horizon comme issu par simple tassement d'un horizon comparable à l'isaltérite inférieure.

- La *cuirasse fragmentaire* est en nette *discontinuité structurale* sur la cuirasse supérieure. Il s'ajoute de plus une *discontinuité minéralogique* liée à l'apparition de *boehmite*. Cependant des *textures* héritées des minéraux parentaux du granite ou des ferrigibbsitanes de l'isaltérite supérieure sont *reconnaissables*.

La cuirasse comprend des cristalliplasmas à gibbsite, boehmite et hématite, provenant de la transformation, soit des minéraux parentaux,soit des plasmas de transfert.

Si cet horizon apparaît bien comme résultant de l'évolution d'une cuirasse semblable à la cuirasse inférieure, la discontinuité structurale et la présence de la cuirasse alumineuse supérieure ne permet pas d'établir une relation actuelle entre la cuirasse inférieure et la cuirasse fragmentaire. Ainsi celle-ci résulterait de l'évolution d'un ancien profil cuirassé, dont l'altération chimique progressive a pu alimenter en fer et en aluminium les dépôts illuviaux du profil actuel.

VI. CONCLUSION SUR LA FORMATION BAUXITIQUE DU MONT TATO

Les analyses pétrographiques et minéralogiques ont permis de distinguer d'une part les *évolutions en place*, liées à l'altération, qui assurent la *pseudomorphose des minéraux primaires* et se traduisent par des *accumulations relatives*, d'autre part *les transferts de matière* en solution ou particulaires, qui se traduisent par des *accumulations absolues* (fig.21).

. *L'accumulation relative et les plasmas d'altération.*

Par altération des minéraux parentaux, les éléments les moins mobiles s'accumulent sur place sous forme de cristalliplasmas.

- Les *feldspaths*, albite et orthose, sont rapidement détruits avec formation d'un *plasma d'altération à métahalloysite*, qui se transforme en cristalliplasma à *gibbsite*.

- L'altération des *microclines* est légèrement postérieure. Le plasma amorphe silico-alumineux résiduel est fugace et sa transformation ultime en *gibbsite*, presque directe, ménage une importante porosité.

- Les *biotites*, après exsudation de leur fer sous forme de *goethite*, s'altèrent successivement en *interstratifiés biotite-vermiculite*, *kaolinite*, et enfin *gibbsite*.

- Les *muscovites* se maintiennent jusque dans la cuirasse, où elles sont pour la plus grande part directement pseudomorphosées en *gibbsite*.

- Les *quartz* se dissolvent progressivement. Leur plus grande persistance à la base assure un rôle important dans le maintien des volumes.

Sur un diagramme triangulaire (fig.22), les données de microchimie sont résumées. Elles rendent compte de l'*évolution différentielle* des minéraux. Tous les plasmas tendent cependant, à l'exception des plasmas d'altération des muscovites, vers la phase intermédiaire kaolinitique. La kaolinite n'apparaît cependant nettement différenciée que dans la suite évolutive des biotites. L'essentiel des produits dérivant des feldspaths sont des plasmas silico-alumineux, d'aspect amorphe, le plus souvent à métahalloysite.

Plasmas et kaolinite perdent leur silice et tendent vers le pôle hydroxyde (gibbsite). Le fer issu des biotites se concentre immédiatement sous forme d'oxyhydroxydes (goethite).

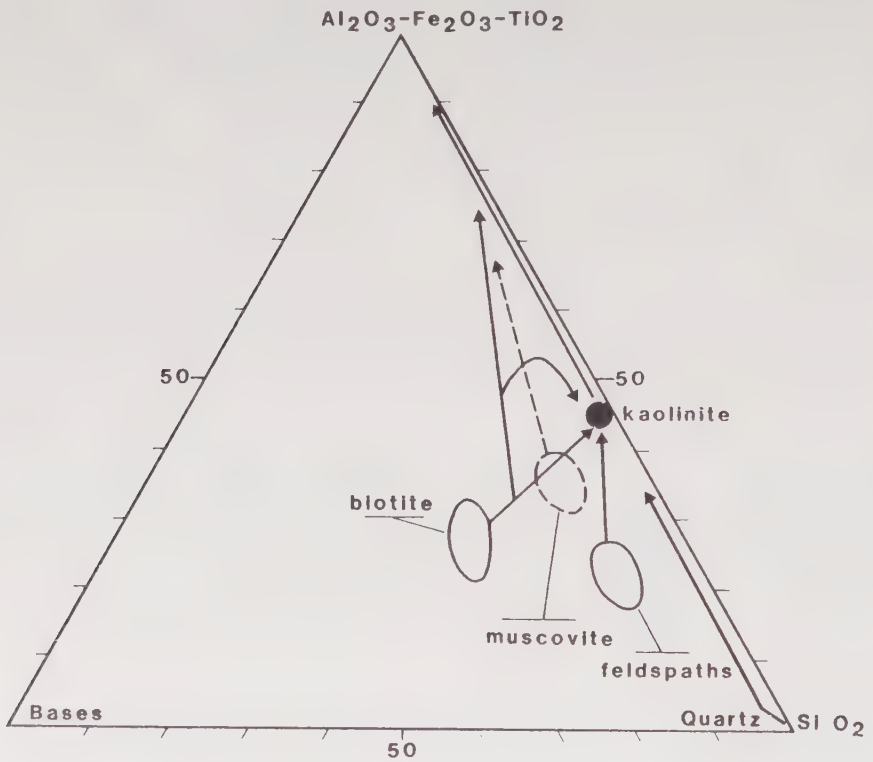


Figure 22: Altération différentielle des minéraux
Evolution géochimique des plasmas d'altération

. *L'accumulation absolue et les plasmas de transfert.*

L'éluviation du profil provoque une redistribution d'éléments vers les horizons inférieurs. Cette migration se fait par l'intermédiaire de *plasmas de transfert*, soit sous forme *particulaire* soit *en solution*. Les accumulations se réalisent sous forme de *dépôts cutaniques*, principalement dans l'horizon d'illuviation, c'est à dire dans la zone de battement de la nappe, mais aussi dans tous les microsystèmes illuviaux. On distingue:

-les dépôts *d'halloysite* à la base du profil qui représentent en fait la première manifestation de l'altération,

- les dépôts de *kaolinite en vermicules* et de plasma ferrugineux à goethite, au sommet de l'isaltérite inférieure,

- les dépôts de *plasmas amorphes, de ferriargilanes* à l'origine des *ferrigibbsitanes*, dans l'isaltérite supérieure,

-les dépôts *d'aluminium en solution* à l'origine des *gibbsitanes*,

- les pédotubules d'origine biologique.

Les dépôts cutaniques se superposent les uns aux autres. Ils se mettent en place dans les vides en respectant la *texture originelle*. En effet, les quartz fracturés ne subissent que peu de déplacements, ils sont enrobés par les différents plasmas au sein desquels leur dissolution se poursuivra. Quelques grandes muscovites sont maintenues en place dans les reliques d'isaltérite et parfois même dans les fonds matriciels des pédotubules.

. *Altération et bauxite isaltéritique.*

La succession dans le temps des processus d'accumulation relative et absolue, permet une consolidation progressive de l'isaltérite initiale avec *conservation des textures originelles*. Un *relai* s'établit. Les *quartz* assurent d'abord le maintien de la texture, puis les cristalliplasmas à *gibbsite*, pseudomorphes des feldspaths, sont à même de remplir ce rôle. Les quartz sont alors dissous sans qu'il y ait effondrement de la structure. Enfin les vides sont comblés par les *plasmas de transfert* qui assurent la consolidation finale.

En raison de la complexité des imbrications des plasmas de transfert dans les plasmas d'altération, la répartition quantitative de ces deux plasmas dans le profil, n'a pu être obtenue par comptage au microscope ou par tri granulométrique. Une estimation relative est proposée (fig.23): elle a été établie, en regard des observations pétrographiques et minéralogiques, à partir de données de géochimie globale (qui seront présentées dans la 2ème partie ch.V.) et en tenant compte à la fois des gains en alumine, des compositions minéralogiques virtuelles, évalués par raisonnement isovolumétrique, et d'un facteur de porosité.

Si dans l'isaltérite inférieure, l'estimation peut être considérée comme proche de la réalité, toute l'alumine de transfert étant combinée à la silice, il n'en est pas de même dans l'isaltérite supérieure où une partie des transferts se fait sous forme argileuse et l'autre sous forme de plasmas alumino-ferrugineux.

Dans les cuirasses alumineuses inférieure et supérieure, les seuls apports sont dûs aux néoformations de gibbsite par migration d'Al en solution (gibbsitanes) et aux accumulations dans les pédotubules.

Dans la cuirasse fragmentaire, indépendamment de la plus grande abondance des pédotubules et de la réduction de la porosité, le départ d'alumine conduit à un enrichissement relatif en fer ne modifiant pas l'importance relative des différents plasmas originels.

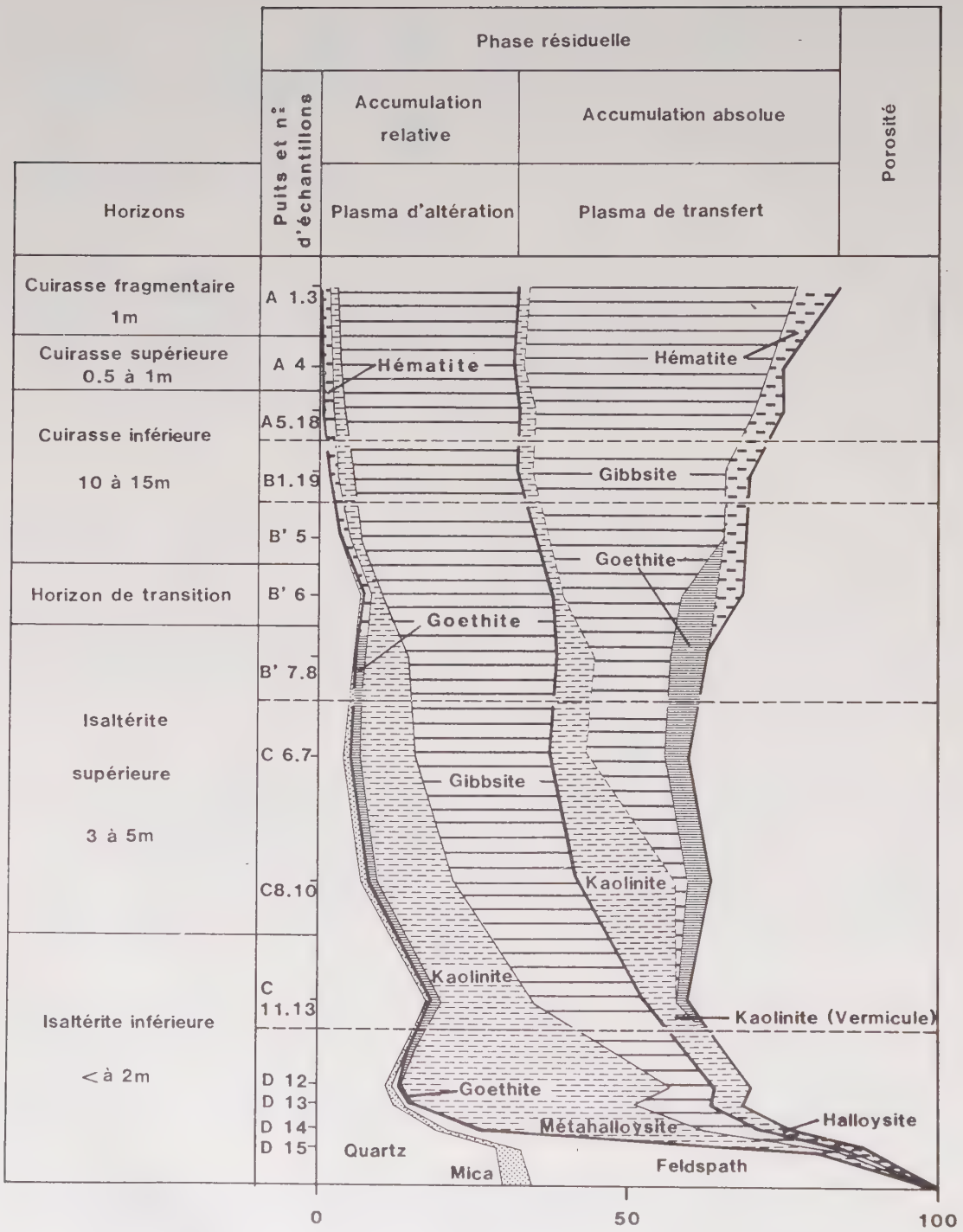


Figure 23: Estimation quantitative de la répartition des plasmas d'altération et de transfert.

Ce schéma nous montre donc:

- l'importance que prennent les accumulations absolues dès l'isaltérite inférieure et qui finiront par représenter plus de la moitié du matériau dans la cuirasse;

- que le passage de l'isaltérite supérieure à la cuirasse inférieure se marque par une dissolution des quartz résiduels, une désilicification des derniers plasmas argileux d'altération ou de transfert, et la transformation de la goethite en hématite. Il semble donc bien que la multiplicité des transferts, l'individualisation de la gibbsite, et la transformation de la goethite en hématite sont à l'origine de l'induration de ces cuirasses.

Ainsi, l'altération isovolume, telle que l'ont définie MILLOT et BONIFAS (1955) peut être complétée. En effet, la distinction, faite au microscope entre les plasmas d'altération et les plasmas de transfert, permet de confirmer, sinon de quantifier, l'hypothèse avancée alors par ces auteurs d'un apport obligatoire de fer et d'alumine. Et cette transformation isovolumétrique, qui caractérise ici l'essentiel des profils bauxitiques sur granite, doit être considérée comme la résultante de ses reliques, de ses départs et de ses néoformations d'accumulation relative, de ses apports particulaires ou en solution. Et ces apports, qui prennent le relai du squelette parental qui s'efface progressivement, renforcent les textures et en assurent l'induration et la conservation d'ensemble.

Par ses caractères pétrographiques, minéralogiques et microchimiques, cette formation bauxitique dérive donc de l'altération isovolumétrique d'un granite. Ainsi les horizons riches en alumine, pauvres en silice, c'est à dire ici les cuirasses (avec cependant certaines réserves pour la cuirasse alumineuse supérieure et pour la cuirasse fragmentaire) peuvent être considérés comme des *bauxites isaltéritiques*.

CHAPITRE II

LA FORMATION BAUXITIQUE DE L'OROUMBO BOCCA

FACIES ISALTÉRITIQUES ET ALLOTÉRITIQUES

D'UNE BAUXITE SUR AMPHIBOLITE

I. LES ASPECTS RÉGIONAUX

Le massif de l'Oroumbo Bocca est situé dans la partie méridionale de la région de Côte d'Ivoire appelée "V Baoulé". Il est compris entre 6°19' et 6°25' de latitude N, 4°51' et 4°56' de longitude W. On y accède à partir de la route Abidjan-Toumodi. A 25 km au sud de cette ville, une piste mène à Kpouebo au flanc sud et une piste mène à Assakra au flanc nord (fig.24).

Le climat actuel de cette région est *tropical humide*. La pluviosité annuelle, de 1200 à 1300 mm, est répartie en deux saisons des pluies. Plus que la pluviosité, le déficit hydrique, avec un fléchissement de l'isohyète 400 mm à ce niveau, rend le mieux compte de l'extension vers le sud de cette zone de savane boisée (fig.1).

Le massif auquel se rattache au nord l'Oufoué Bocca, est un îlot d'amphibolites, pincé entre les granites. L'ensemble est orienté suivant la direction éburnéenne (25°N). La zone de contact des amphibolites et des granites, observable sur les flancs est et ouest du massif, est marquée par une large recristallisation des amphiboles. A l'est de ce massif, on observe la succession: migmatites amphiboliques-gneiss-granites. La présence de filons d'aplite indique une métasomatose avancée. Le massif apparaît bien comme une intrusion basique au milieu des granites, avec développement d'une zone de métamorphisme. L'Oufoué Bocca, quant à lui, est légèrement déplacé de l'axe éburnéen vers le nord ouest par une faille orientée SE-NW. Celle-ci, visible sur photos aériennes, est soulignée sur la piste d'Assakra par la présence de mylonites.

Le plateau apparaît de très loin dominant la pénéplaine environnante, d'altitude 150 à 200 m, d'une hauteur de commandement d'environ 300 m. Cette pénéplaine comporte principalement deux unités morphologiques décrites comme haut glacis et moyen glacis (DELVIGNE et GRANDIN, 1969; BOULANGE, 1970; BONVALLOT et BOULANGE, 1970).

Le niveau de base local est celui du Nzi qui draine la partie orientale du massif, à son confluent (alt. 40m) au sud du massif avec le Taré qui en draine les parties occidentale et méridionale. Les rivières de la bordure du massif ont des pentes très faibles dans leurs cours inférieurs (2 à 3‰), faibles dans leurs cours moyens (6 à 8‰) et très fortes dans leurs cours supérieurs (15%). Ces données rendent compte de la résistance du massif à l'érosion.

II. LE PLATEAU DE L'OROUMBO BOCCA

Le plateau sommital est entièrement cuirassé. Il a une longueur maximale de 4500 m et une largeur maximale de 2500 m. Sa superficie est de 450 ha. Son altitude est comprise entre 480 et 527 m. Il se prolonge au sud par un col (480m) et une colline (505m), qui sont également cuirassés. Il accuse dans son ensemble une légère pente (2%) en direction N.E. La végétation, la morphologie et les différents types de cuirasse donnent à ce plateau un aspect hétérogène (fig.24).

Le plateau est en grande partie couvert d'une forêt arborée, dense et humide. L'enracinement se fait, soit dans un chaos de blocs provenant de la désagrégation de la cuirasse, soit dans une couverture meuble humifère, pouvant avoir 10 cm à 1 m d'épaisseur. La cuirasse affleure en dalle continue dans une douzaine de petites savanes herbeuses incluses dans la forêt, formant ainsi de hauts "bowé".*

Les flancs du massif ont une pente très accusée (20%), convexo-concave dans leur partie supérieure, franchement concave à partir de 400 m. Ils sont interrompus par une série discontinue de ruptures de pente, soulignée parfois par la présence d'un replat.

Les bordures du plateau sont nettement marquées et peuvent se différencier suivant deux types :

- des escarpements plus élevés dans la partie amont du plateau, c'est à dire sur la bordure sud-ouest (maximum mesuré 22 m), qu'au nord où leur puissance n'excède pas 10 m,

- des rebords à simple rupture de pente, situés notamment sur les bordures ouest, sont parsemés d'un chaos de blocs provenant du démantèlement en place de la cuirasse.

Le réseau hydrographique, sur le sommet du plateau, est très réduit. Au centre, une profonde entaille, avec une dénivelée de 25 m, détermine sur la bordure occidentale, la formation d'une *grande vallée* marécageuse qui scinde presque le plateau en deux parties. La partie sud ne présente aucun caractère de ruissellement organisé. Au nord, un petit "marigot" coule sur la cuirasse jusqu'au bord du plateau qu'il franchit entre les puits A et B. Il prend sa source à proximité d'une *vaste dépression*, où l'eau persiste toute l'année et dont un exutoire élevé assure l'évacuation des eaux pendant la saison des pluies.

---

* Bowal (pl.Bowé): terme Peul, depuis longtemps utilisé (LACROIX, 1913; de CHETELAT, 1938; MAIGNIEN, 1958...), pour désigner une surface plane, dénudée et rocailleuse, utilisé par extension pour un terrain recouvert d'une cuirasse (MICHEL, 1970).

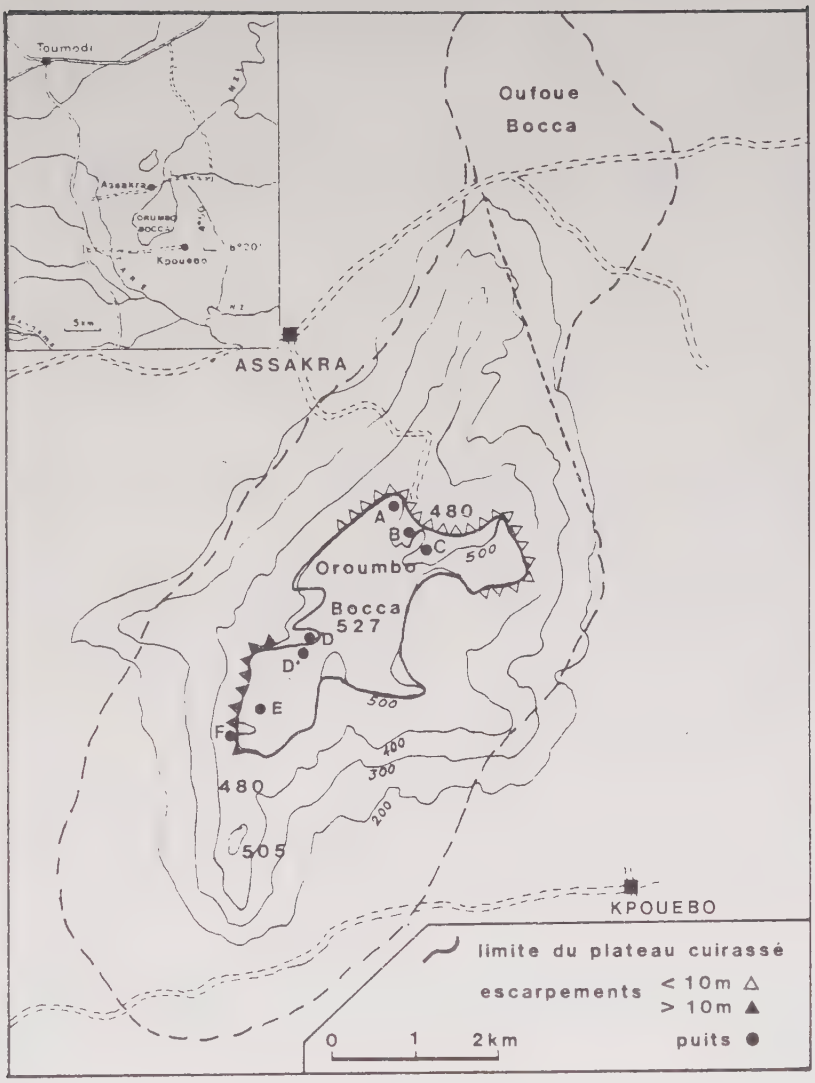


Figure 24: Carte de situation de l'Oroumbo Bocca

III. LES ENSEMBLES DE LA FORMATION BAUXITIQUE

1 - LOCALISATION DES PUITS D'ETUDE.

Sept puits ont été foncés sur le sommet du plateau et sont indiqués ici avec leur profondeur (fig.24):

- puits A (18m), B (15 m) et C (9.90m) dans la partie nord du plateau, dans de petites savanes,

- puits D (6.25 m) et D' (11.90 m) sur le versant de la vallée marécageuse,

- puits E (13 m) dans la partie sud du plateau,

- puits F (5.80 m) à proximité du puits E, mais au pied de l'escarpement.

Les puits D et D' ont permis d'atteindre la roche mère.

Les puits A,C et F ont été arrêtés dans l'altérite, d'importantes venues d'eau ayant contrarié leur approfondissement.

La cuirasse n'a pu être traversée dans les puits B et E.

Au cours d'une campagne de sondages électriques (BOULANGE et CARN, 1971), deux sondages ont été effectués, l'un à proximité du puits D' pour vérifier la profondeur de la roche saine, l'autre à proximité du puits A pour tenter de déterminer l'épaisseur de l'altérite. Une corrélation satisfaisante a été établie entre les horizons traversés dans les puits et les résistivités mesurées. Dans le puits A, il a été impossible de déterminer la profondeur du socle, qui se situerait à plus de 70m.

2 - LES QUATRE ENSEMBLES DE LA FORMATION BAUXITIQUE ET LEURS CARACTERES MACROSCOPIQUES.

Les coupes des puits A, B, D' et E (fig.25) montrent les différents horizons traversés, que l'on regroupe suivant quatre grands ensembles (tableau X):

TABLEAU X: La formation bauxitique de l'Oroumbo Bocca
Caractéristiques des différents horizons.

ENSEMBLES	Horizons	Puits	nombre d'échantillons	densité réelle	densité apparente	Composition chimique						Minéraux de néoformation			
						SiO_2 libre	SiO_2 combi.	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	H_2O	kaolinite	Gibbsite	Goethite	Hématite
CUIRASSES	Cuirasse fragmentaire														
	Cuirasse nodulaire	B.C.	9	3	2.32		1.6	36.7	43.2	0.76	18.3	k	G	go	H
	Cuirasse compacte	A.E	8	3.22	2.54		0.9	32.2	46.3	2.15	19.4	k	G	Go	H
	Cuirasse pseudobréchique	A.E.	8	2.66	2.07		0.5	48.2	25.3	2.4	24.2	k	G	go	H
	Cuirasse poreuse et vacuolaire	A.B.E.	23	22.57	2.02		0.8	36.3	39.0	2.07	21.6	k	G	go	H
	Cuirasse granulaire	A.E.	18	2.69	2.09		1.2	40.5	35.0	2.1	20.4	k	G	Go	H
	Passées ferrugineuses	A	7	3.60	2.58		2.3	17.2	66.4	1.1	13.1	k	G	Go	H
ALTERITES	Allotérite kaolinitique	A.D'.F.	4				37.7	35.1	12	1.9	13.1	K		go	
	Passées ferrugineuses						13.7	12.3	64.8	0.88	8.2	K		Go	H
	Isaltérite kaolinitique	D'	3		1.11		39.3	36.4	8	3.2	13.8	K		go	
	Isaltérite gibbsitique	D.D'			1.48	14.9	2.8	26.5	32.8	3.0	19.3	K	G	Go	h
ROCHE MERE	Amphibolite	D.D'	2		2.9	51.2		13.25	14.0	1.25					

a) L'ensemble meuble, humifère, superficiel.

Cet ensemble regroupe deux types d'horizons superficiels: les uns de savane, les autres de forêt.

Les horizons superficiels sous savane (puits A, B, C) sont peu épais (10 à 30 cm) et sont constitués de produits humifères, noirs, et de nombreux cailloux, graviers et gravillons de cuirasse (80 à 90% d'éléments supérieurs à 2 mm). La fraction inférieure à 2 mm est plus grossière en surface (30% d'argile et de limon fin) qu'au contact de la cuirasse (60% d'argile et de limon fin). Les caractéristiques analytiques de ces horizons sont données au tableau XI.

Les horizons superficiels sous forêt (puits D, D', E, F): leur épaisseur peut atteindre 1 m. Les blocs cailloux, graviers et gravillons de cuirasse sont nombreux (70%) et de forme plus anguleuse que sous savane. La fraction fine (< 2 mm) noire à brune en surface devient brun-rougeâtre en profondeur. Elle est très argileuse: 80% d'argile et de limon fin. (tableau XI).

TABLEAU XI: Analyses des horizons humifères superficiels (terre fine < 2mm)(Centre ORSTOM d'Adiopodoumé)

	Sols sous savane		Sols sous forêt	
	0 à 10 cm	10 à 30cm	0 à 10cm	80 à 100cm
pH	5.6	5.1	4.5	4.6
Capacité d'échange	16.4	30.7	21	13.4
Somme des bases échangeables en meq/100g.	0.5	1.7	1.7	0.2
Taux de saturation %	3	5.6	8.3	1.8
C (10^{-3})	80.2	155	44.5	14.4
N (10^{-3})	4.7	7.5	3.5	1.8
C/N	16.7	20.5	12.6	7.6
Matière organique(10^{-3})	128	267	76.7	24.9

b) L'ensemble cuirasse.

La cuirasse forme un ensemble généralement *massif* et d'une puissance souvent supérieure à 15 m. Sa texture varie cependant d'un puits à l'autre et en fonction de la profondeur. Sa composition minéralogique est le plus souvent la suivante: *gibbsite* dominante, *hématite*, un peu de *goethite*, et toujours un peu d'anatase. La kaolinite est en très faible quantité (tableau X).

Six faciès ont pu être distingués macroscopiquement. Les quatre coupes de la figure 25 en illustrent la distribution changeante d'un puits à l'autre.

- La cuirasse fragmentaire.

Les fragments de cuirasse inclus dans les horizons meubles superficiels, proviennent du *démantèlement des cuirasses massives* sous jacentes. Ce démantèlement, accentué par la pénétration des racines qui s'effectuent dans les fissures, est lié à une dissolution de la partie supérieure de la cuirasse massive. Sous savane, ces fragments sont petits et arrondis, alors que sous forêt, là où l'enracinement est le plus abondant, ce sont des blocs anguleux.

A la dissolution chimique, liée elle-même à l'acidité d'origine organique des solutions superficielles, s'ajoute, sous savane, un remaniement mécanique limité aux zones de faible pente. Sous forêt, l'enracinement profond accentue la désagrégation de la cuirasse et les chutes d'arbres entraînent dans leur système racinaire des fragments de taille décimétrique; ceux-ci se rassemblent par gravité lors de la décomposition des racines et constituent des empilements caractéristiques.

- La cuirasse nodulaire.

Le faciès nodulaire a été observé principalement dans les puits B et C (fig.25). Cette cuirasse très dure, très dense (d=3) est constituée de *nodules* brun à brun rouge, souvent arrondis, dont la taille atteint 4 cm, et d'un fond matriciel rouge à jaune très poreux. Les pores et les vacuoles sont parfois occupés par des dépôts jaunes (pl.VI ph.31).

- La cuirasse compacte.

Ce faciès correspond à la partie supérieure de la cuirasse massive. Il a été observé dans les puits A et E (fig.25). Il affleure parfois sous forme d'une dalle, sur laquelle la végétation herbeuse est très maigre, sinon absente.

Cette cuirasse est très dure, très dense (d=3.22), à cassure esquilleuse. Elle est de couleur brun à rouge brun et rouge sombre. Les pores y sont très fins, mais quelques diaclases soulignées par de très minces dépôts argileux jaunes, correspondent à la désagrégation de ce faciès (pl.VI ph 32).

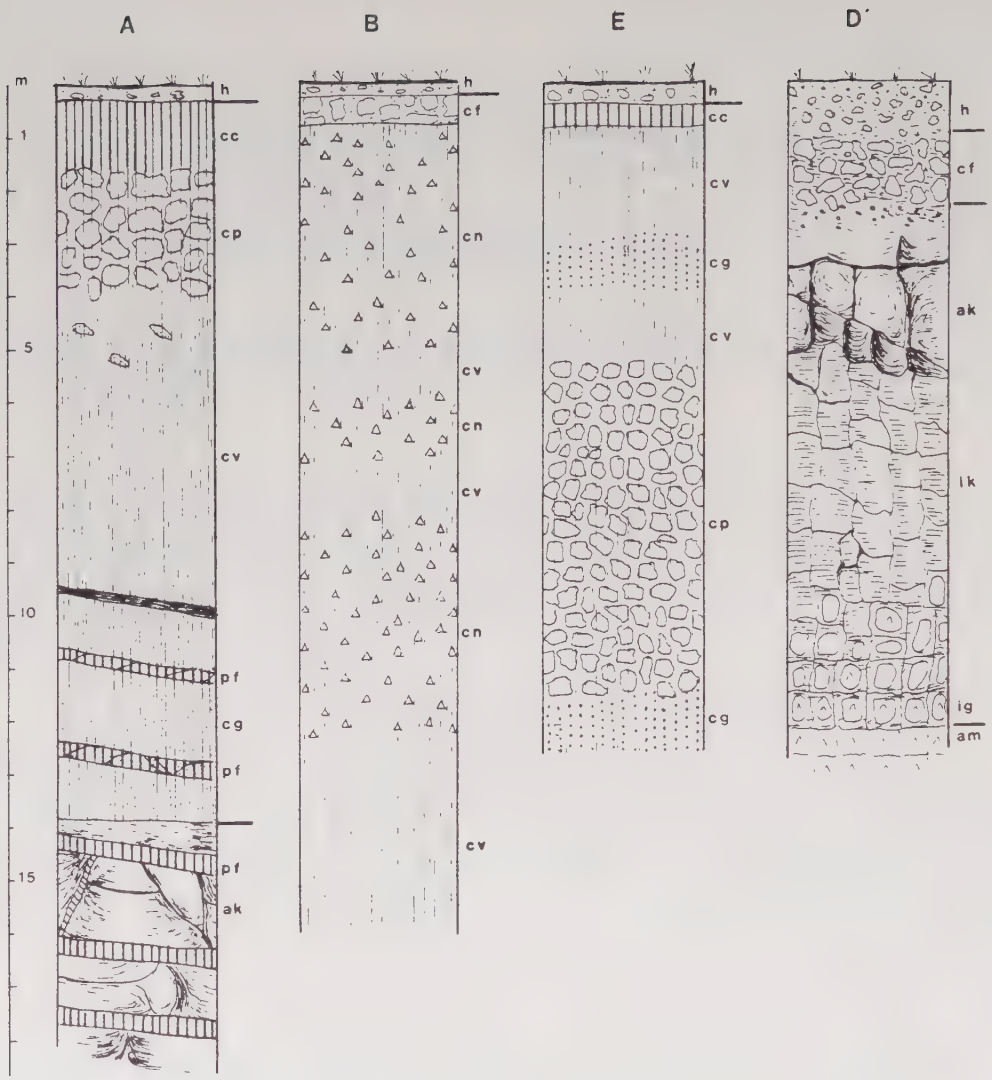


Figure 25: Les ensembles et les horizons de la formation bauxitique de l'Oroumbo Bocca.

Ensemble meuble — *h humifère superficiel*

Ensemble cuirasse, *cf cuirasse fragmentaire*
cn cuirasse nodulaire
cc cuirasse compacte
cp cuirasse pseudobréchique
cv cuirasse poreuse et vacuolaire
cg cuirasse granulaire
pf passées ferrugineuses

Ensemble altérite — *ak allotérite kaolinitique*
ik isaltérite kaolinitique
ig isaltérite gibbsitique

Ensemble roche mère *am amphibolite*

- La cuirasse pseudobréchique.

Ce faciès est caractérisé dans les puits A et E (fig.25). La cuirasse pseudobréchique, dure et dense (d= 2.66), est constituée de grands *fragments* bruns décimétriques, anguleux, finement poreux, séparés par des fissures emplies d'un fond matriciel rouge foncé vacuolaire (pl.VI ph.33). Ces fragments qui conservent la structure de l'amphibolite sont à mettre en relation avec la roche mère.

- La cuirasse poreuse et vacuolaire.

Ce faciès représente l'essentiel des profils cuirassés. Observé dans les puits A, B et E (fig.25), il correspond à une cuirasse dure, dense (d=2.57), hétérogène, constituée d'une association de *plages* rouge terne à rouge foncé, à porosité très fine, et de *plages* jaune rougeâtre à brun, présentant de *larges vacuoles* atteignant deux à trois centimètres (pl.VI ph.34). Quelques passées très ferrugineuses à hématite dominante, compactes (d $\sim$ 3,4), traversent transversalement cet horizon.

- La cuirasse granulaire.

Ce faciès s'observe à la base du puits A et dans le puits E (fig.25). La cuirasse également dure, dense (d= 2.69), présente des granules allongés ou arrondis, gris à roses, noyés dans un plasma ferrugineux à hématite et à goethite. Il existe une porosité très fine (pl.VI ph.35).

- Les passées ferrugineuses.

Des passées très ferrugineuses à *hématite* dominante, de 10 à 30 cm d'épaisseur, traversent subhorizontalement l'ensemble cuirassé, principalement dans la partie inférieure du puits A (fig.25). Ces passées, qui peuvent être reliées entre elles, par des filonnets ferrugineux obliques, sont compactes, homogènes, très dures et très denses (d= 3.60), à cassure esquilleuse, de couleur brune à rouge brunâtre. Elles présentent des fissures emplies d'un matériau ocre, où se distinguent des cristallisations blanches de gibbsite. Certaines parties de ces passées sont entièrement fractionnées en nombreux éléments anguleux soudés par une imprégnation complète de grands cristaux prismatiques de gibbsite, qui leur confère un aspect "d'éponge gibbsitique".

c) L'ensemble altérite.

Le passage de la cuirasse à l'ensemble altérite apparaît nettement discontinu. Il peut être souligné comme dans le puits A, par la présence d'une nappe d'eau permanente. Il comprend successivement de haut en bas les trois horizons suivants.

- L'allotérite kaolinitique.

Dans sa partie supérieure (puits A, D' et F, fig.25), l'altérite à structure non conservée est une *argile* bleu violacé, entrecoupée des mêmes passées ferrugineuses que dans l'ensemble cuirasse, mais qui sont ici constituées uniquement d'hématite et de goethite. Les filonnets

ferrugineux verticaux ou obliques, reliant ces passées entre elles, paraissent correspondre à d'anciens plans de diaclases de l'amphibolite et délimitent ainsi des volumes altérés en kaolinite, limités par des faces lisses. Dans chacun de ces volumes altérés allotéritiques, on constate une double zonation ferrugineuse subhorizontale :

. une zonation majeure, sous forme de lisérés bruns, bien individualisés, distants d'environ 2 cm,

. une zonation mineure apparaissant comme une striation entre deux lisérés majeurs;

La densité des zonations augmente de haut en bas, d'une passée ferrugineuse à l'autre.

Plus proche de la roche mère, (puits D' et F), la structure diaclasée reste nettement visible. La ferruginisation est alors moins importante et les *zonations* se développent concentriquement à partir des diaclases, en individualisant des *boules altérées*.

- L'isaltérite kaolinitique.

Cet horizon a été observé dans le puits D'. En même temps que l'allotérite bleu violacé passe à une isaltérite jaune, grise et blanche, la structure diaclasée de l'amphibolite est de plus en plus nette. Des blocs argileux parallèlépipèdiques, décimétriques, sont ainsi isolés par les diaclases, elles-mêmes soulignées par de fins dépôts ferrugineux. Les zonations sont alors peu apparentes.

- L'isaltérite gibbsitique.

Cet horizon, observé dans les puits D et D', situés en périphérie du plateau, est en *continuité verticale* avec l'isaltérite kaolinitique. Chaque bloc parallèlépipèdique de 20 à 30 cm de côté est différencié en trois parties :

. un cortex dur ferruginisé,

. une zone interne brune, friable, peu dense, à structure concentrique; c'est cette zone gibbsitique isaltéritique, qui est connue sous l'appellation de "pain d'épice", depuis les travaux de LACROIX (1913),

. un noyau dur d'amphibolite non altérée, s'amenuisant pour disparaître vers le haut de cet horizon.

D'après les données obtenues sur le terrain par sondages électriques, l'ensemble de ces trois faciès de l'altérite peut atteindre une épaisseur de plus de 50 m. L'allotérite à kaolinite en représente fort probablement la majeure partie. En effet, l'isaltérite gibbsitique n'a généralement qu'une faible épaisseur (0.50 m dans le puits D') et l'isaltérite kaolinitique se limite à une épaisseur inférieure à 5 m.

d) L'ensemble roche mère.

Il n'est connu dans les profils que par les *noyaux relictuels de l'isaltérite gibbsitique*, semblables aux affleurements de roche saine se trouvant dans les entailles, à l'amont des rivières, au niveau de

la courbe 400. On retrouve à l'affleurement le double système de diaclases découpant des blocs de 20 à 30 cm de côté. Cette amphibolite est très dure, noire, compacte, dense (d= 2.9).

e) Conclusion.

Les caractères macroscopiques des différents faciès de la formation bauxitique du plateau de l'Oroumbo Bocca, permettent de dégager deux traits essentiels:

- la variété des faciès cuirassés successifs,
- la discontinuité apparente existant entre la cuirasse et les altérites.

IV. LES TRANSFORMATIONS DE L'AMPHIBOLITE EN ALTÉRITE

1 - L'ISALTERITE GIBBSITIQUE.

Cette isaltérite est donc formée de boules séparées par des diaclases emplies d'un plasma argileux, et chaque boule comprend (fig.29):

- un noyau d'amphibolite,
- une zone interne ou "pain d'épice",
- une zone externe ou cortex.

a) Analyses microscopiques.

- Les caractères de l'amphibolite

Microscopiquement, l'amphibolite apparaît essentiellement constituée *d'hornblende verte* sous forme de cristaux allongés. La texture microgrenue varie ainsi de granoblastique à lépidoblastique.

Entre les amphiboles s'intercalent des feldspaths plagioclases et des épidotes(zoïsite). Les quartz, en faible quantité (moins de 5%) sont préférentiellement répartis suivant des filonnets où ils sont alors associés à des feldspaths. Quelques rares chlorites sont également disséminées dans les échantillons.

L'analyse minéralogique par diffraction des rayons X confirme la présence d'hornblende verte (8.43 Å, 3.12 Å, 2.71 Å), d'un peu de quartz (3.34 Å) et de feldspaths plagioclases (3.2 Å).

-La transformation de l'amphibolite en "pain d'épice".

C'est dans la zone de contact, entre l'amphibolite saine et le "pain d'épice", que s'effectuent les principales transformations minéralogiques, rendues difficilement observables en lame mince en raison de la faible épaisseur de cette zone, inférieure à 1 mm, et de la présence de produits ferrugineux. Cependant, certaines filiations entre minéraux parentaux et produits secondaires ont très bien pu être observées au MEB (GARBA, 1980).

Les *amphiboles* perdent rapidement leurs caractères optiques. *Le fer* est exsudé et se dispose le long des clivages et sur les bords des cristaux où il s'individualise sous forme de *goethite*. Il se développe ainsi par *transfert intraminéral du fer*, un *réseau de cloisons ferrugineuses*, plus ou moins épaisses, qui, au MEB, se présente constitué par la juxtaposition de *cristaux aciculaires* de goethite (pl.VII ph.37 et fig.26).

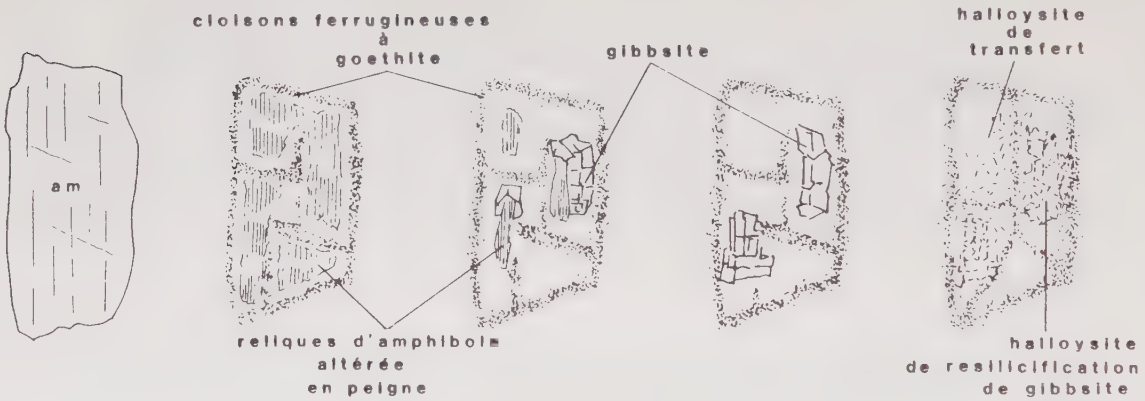


Figure 26: Schéma évolutif de l'altération d'une amphibole dans l'isaltérite gibbsitique.

Ces cloisons délimitent des cavités à l'intérieur desquelles la dissolution de l'amphibole se poursuit à partir de la périphérie du cristal ou de fragments de cristal qu'elle pénètre selon les plans de clivages, et découpe en *fines aiguilles (altération en peigne*, pl.VII ph.36). C'est dans ces cavités de dissolution, et au *contact direct* des cristaux résiduels d'amphiboles en voie de transformation, que se néoforme *la gibbsite* (pl.VII ph.38 -39) dont les cristaux parfaitement développés, n'occupent ni entièrement les cavités, ni toutes les cavités, et n'ont aucune relation avec les cloisons ferrugineuses (pl.VII ph 40-41). L'état de cristallinité de la gibbsite est caractéristique d'une *croissance continue* qui se réalise à partir de *germes* résultant de la transformation en place des reliques d'amphiboles et qui doit être nourrie par des *microtransferts d'alumine* provenant des cavités voisines (transferts intraminéraux), sinon des feldspaths voisins (transferts interminéraux). L'absence de germes de départ explique que certaines cavités restent vides.

La *destruction des feldspaths* et celle des amphiboles sont simultanées. Les feldspaths s'altèrent en gibbsite, par l'intermédiaire d'une phase amorphe, extrêmement fugace, que l'on n'observe correctement que dans les filonnets exempts d'amphibole. Ailleurs, les mélanges de plasmas sont importants, et il ne semble pas invraisemblable d'admettre qu'une partie de l'alumine des feldspaths migre vers la gibbsite des cavités d'amphiboles une autre partie pouvant se maintenir en liaison avec le fer dans des plasmas alumino-ferrugineux.

Les quartz. On distingue dans le "pain d'épice" deux types de quartz. Les uns en petits cristaux (< 50µ), isolés, régulièrement répartis, ne présentant pas de traces de dissolution, sont *d'origine résiduelle*. Les autres se localisent au delà du liséré de transformation, vers la zone de contact du "pain d'épice" et du cortex. Ce sont des plages microcristallines à cristaux jointifs, *d'origine* probablement *néogénétique*.

L'isaltérite "pain d'épice" est ainsi constituée d'un réseau de cloisons de goethite résultant du *transfert intraminéral* du fer des amphiboles, et assurant la conservation des textures de l'amphibolite. Certaines cavités sont partiellement emplies de gibbsite provenant à la fois de la cristallisation de l'alumine résiduelle des amphiboles et de *transferts interminéraux* d'alumine. Les quartz sont d'origine résiduelle et d'origine néogénétique.

L'analyse minéralogique par diffraction des rayons X confirme que les principaux composants du pain d'épice sont bien: gibbsite, goethite et quartz.

- La transformation du "pain d'épice" en cortex.

Le cortex, d'épaisseur variable selon les boules, atteint parfois 1 cm d'épaisseur. Il s'identifie comme formant la zone externe de la boule, plus dure et plus riche en fer que le "pain d'épice" interne.

La texture originelle du pain d'épice est toujours reconnaissable, mais partiellement effacée par des *accumulations secondaires*. Celles-ci sont de deux types:

. des *accumulations de fer*, notamment dans la zone externe du cortex, sous forme de cristaux aciculaires de goethite (pl.VIII ph.46); ce fer d'origine externe à la boule peut provenir de la déferrification des plasmas argilo-ferrugineux observés dans les diaclases;

. des *accumulations d'halloysite*, bien caractérisées au MEB, dans les vides externes et internes aux cloisons de goethite (pl.VIII ph. 42, 43 et fig.26).

A cette néoformation d'halloysite s'ajoute la *transformation*, par resilicification, de la *gibbsite en halloysite*. Cette transformation est directe, l'halloysite se formant au contact et en remplacement des cristaux de gibbsite dont la structure s'efface progressivement (pl.VIII ph. 44-45).

Les quartz sont petits, isolés, régulièrement répartis et paraissent uniquement d'origine résiduelle.

L'analyse minéralogique par diffraction des rayons X, confirme la présence d'halloysite (7.40 Å, 4.38 Å, 3.55 Å). Les autres composants sont la goethite, la gibbsite et un peu de quartz.

Ainsi *le cortex* est une ancienne zone d'altération en "pain d'épice", ultérieurement influencée par des transferts de fer, d'alumine et de silice, et qui se caractérise par des accumulations secondaires de goethite, d'halloysite, et par la transformation de la gibbsite primaire en halloysite.

- Les diaclases.

Il y a complète discontinuité entre la couche externe ferrugineuse du cortex et le plasma argileux jaune des diaclases, constitué de *vermicules de kaolinite* (pl.VIII ph.47). Ce mode de cristallisation indique que cette kaolinite, postérieure à la formation des boules de "pain d'épice", représente un dépôt de néoformation à partir de transferts en solution dans les diaclases.

b) Microanalyses chimiques.

Malgré les difficultés de repérage, en lames minces, dans la zone de transition, des analyses ponctuelles à la microsonde ont pu être effectuées pour préciser les transformations géochimiques et minéralogiques. Des exemples de ces microanalyses pour les amphiboles et les chlorites sont données dans le tableau XII et les valeurs des rapports entre oxydes sont reportées dans le système SiO_2- Al_2O_3- Fe_2O_3 (fig.27).

La première manifestation de l'altération, marquée sur le diagramme par les flèches 1, se traduit pour les amphiboles comme pour les chlorites par *l'exsudation du fer*. Celui-ci se concentre en bordure des cristaux et dans des plans de clivage pour former les cloisons à cristallin plasma goethitique. Les analyses de ces *goethites* indiquent qu'elles seraient *alumineuses*.

A cette migration du fer, correspond un *enrichissement relatif* d'abord en *silice* puis en *alumine* (flèche 2). Le départ d'une petite quantité d'aluminium avec le fer, expliquerait la faiblesse de l'enrichissement relatif en alumine dans les premiers stades de l'altération.

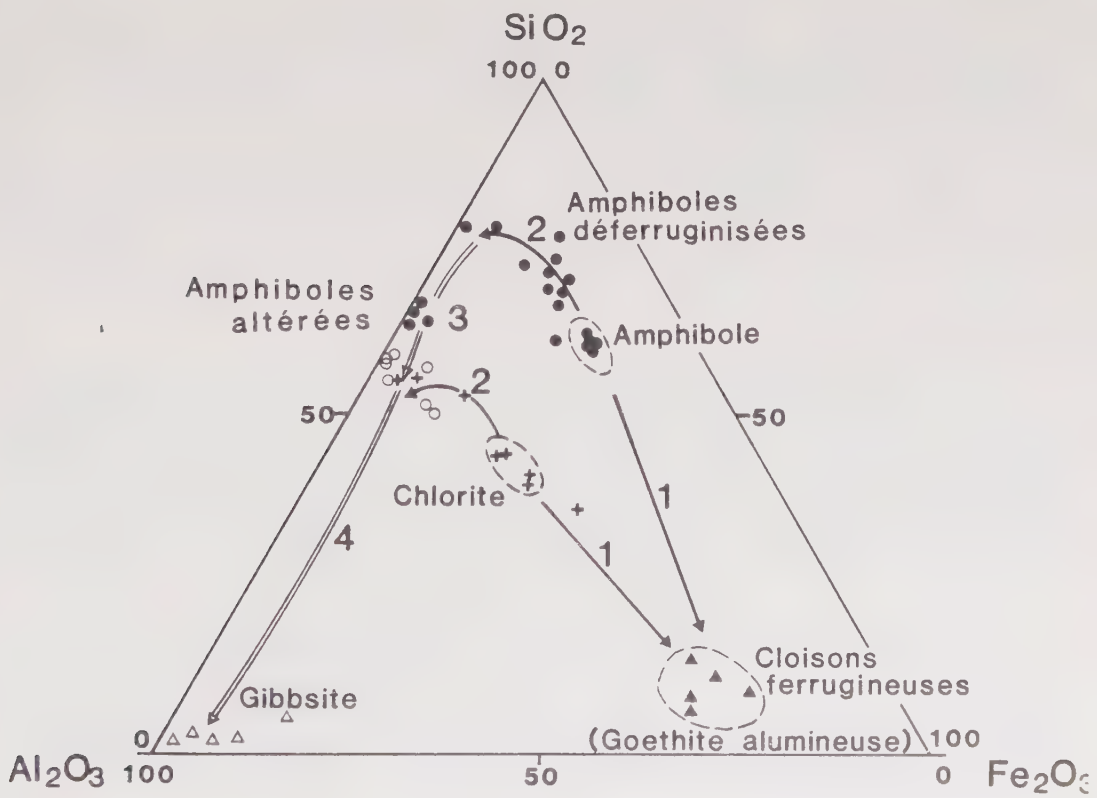
Puis il y a *départ des bases* dans l'ordre Ca-Mg-Na, accompagné d'une *perte en silice* et d'un *enrichissement* relatif en *alumine* jusqu'à un rapport moléculaire SiO_2/Al_2O_3 voisin de 2 (flèche 3). Mais la *désilicification* complète (flèche 4) intervient presque simultanément, permettant la cristallisation de gibbsite.

Cette transformation est rapide, si bien que la gibbsite peut cristalliser directement sur l'amphibole dégradée, la structure initiale n'ayant été que peu perturbée, notamment sur les ultimes îlots résiduels flottant entre les cloisons ferrugineuses (pl.VII ph.38,39).

Les analyses des plasmas de certaines plages repérées comme provenant de l'altération des feldspaths, indiquent toujours une *interaction* des amphiboles voisines, et en ce sens, sont significatives des microtransferts interminéraux de matière. Une partie, sinon la totalité de l'aluminium

Tableau XII: Microanalyses chimiques de la transformation des amphiboles

% d'oxydes	Amphibole		Amphibole déferruginisée			Cloison ferrugineuse		Amphibole altérée		Gibbsite		Halloysite
SiO_2	37.37	39.40	39.32	41.75	43.69	11.27	12.14	44.85	41.90	1.11	1.08	22.85
Al_2O_3	8.18	8.81	8.55	9.37	9.72	21.08	20.06	22.70	29.56	60.18	64.41	17.80
Fe_2O_3	16.70	17.30	11.31	6.20	2.83	64.71	53.16	2.45	0.95	7.11	5.07	0.17
TiO_2	0.27	0.29	0.19	0.16	0.28	1.14	0.66	0.84	0.31	0.00	0.21	0.02
Na_2O	1.19	1.25	1.24	1.78	2.00	0.00	-	1.68	0.97	0.69	0.00	0.00
K_2O	0.20	0.23	0.21	0.10	0.04	0.07	0.05	0.29	0.31	0.00	0.03	0.05
CaO	9.51	10.40	8.45	7.22	6.11	0.01	-	2.60	0.23	0.03	0.04	0.01
MgO	8.53	8.75	9.36	10.89	11.68	0.00	-	4.92	1.40	0.00	0.00	0.00
Rapports moléculaires												
SiO_2/Al_2O_3	7.76	7.60	7.82	7.57	7.64	0.91	1.02	3.36	2.41	0.03	0.03	2.18
Fe_2O_3/Al_2O_3	1.30	1.26	0.85	0.42	0.19	1.96	1.66	0.07	0.02	0.07	0.05	0.01
MgO/Al_2O_3	2.64	2.50	2.77	2.94	3.04	0.00	-	0.55	0.12	0.00	0.00	0.00
CaO/Al_2O_3	2.12	2.15	1.80	1.40	1.14	0.00	-	0.21	0.01	0.00	0.00	0.00



1- Migration intraminérale du fer
2- Concentration en SiO_2
3-4- Concentration en Al_2O_3

Figure 27: Microanalyses chimiques des différentes transformations minéralogiques des amphiboles

des feldspaths pourrait ainsi contribuer à la croissance des cristaux de gibbsite, qui prennent naissance dans certaines cavités de dissolution des amphiboles.

Ces transformations ne s'arrêtent pas à la gibbsite puisque, dans le cortex, celle-ci par resilicification se transforme en halloysite. Les microanalyses montrent également que cette transformation est directe (tableau XII).

Les données microchimiques confirment donc les observations microscopiques. L'altération débute par le *microtransfert intraminéral* du fer qui s'individualise en *cloison* à la périphérie des amphiboles. Dans les cavités ainsi délimitées, les amphiboles et les chlorites s'altèrent directement en *gibbsite*. Au niveau du cortex, il y a resilicification de la gibbsite correspondant à sa transformation en *halloysite*.

c) Analyses chimiques.

Il semble indispensable de compléter dès maintenant ces données pétrographiques, minéralogiques et microchimiques par des données géochimiques globales. En effet, la conservation des textures dans les différentes zones des boules, d'amphibolite altérée, permet d'appliquer le raisonnement à volume constant (MILLOT et BONIFAS, 1955). Les analyses chimiques globales obtenues et les concentrations à volume constant, ainsi calculées, sont données dans le tableau XIII.

N'ayant pu déterminer avec exactitude la quantité de quartz dans l'amphibolite, une estimation de l'ordre de 5% peut être avancée. Elle correspond à la quantité donnée par analyse dans le cortex, zone où l'on n'observe pas de quartz secondaire.

Dans le "pain d'épice" il y a perte totale de la silice combinée et augmentation de la silice libre liée à la formation des quartz secondaires. *L'alumine* est constante, toute la gibbsite est donc bien *d'accumulation relative*. Par contre 30% du fer est importé. Les *accumulations de fer* bien que non décelables au microscope ont largement débordé la zone du cortex.

Dans le cortex, le rapport moléculaire SiO_2 combinée/Al_2O_3 est inversé, marquant ainsi la *transformation de la gibbsite en halloysite*. Il y a bien un *gain en fer* provenant des diaclases, et correspondant au dépôt de cristaux aciculaires de goethite, mais il y a aussi *gain en alumine* et *en silice combinée*. L'alumine ne semble pas provenir du "pain d'épice" ou du noyau d'amphibolite dans lequel le bilan s'équilibre. Elle provient donc de l'extérieur de la boule, et est probablement accompagnée de silice. Ainsi des *plasmas silico-alumineux de transfert* seraient à l'origine des *accumulations d'halloysite* observées dans le cortex. Ces dépôts de fer et d'argile ont tendance à modifier l'équilibre physico-chimique à l'intérieur de la boule. Il en résulte une *mauvaise élimination de la silice* provenant de l'altération du noyau amphibolitique, silice qui participe en partie à la *resilicification de la gibbsite*, et dont l'excès précipite sous forme de *quartz secondaire* en bordure externe du "pain d'épice".

Tableau XIII: Analyses chimiques globales et concentrations des oxydes à volume constant dans une boule d'amphibolite altérée.

oxydes	Analyses chimiques en % d'oxydes				Concentration à volume constant			
	1	2	3	4	1	2	3	4
SiO_2 libre	(5) 51.2	19.1	5.1	0.7	1	1.9	0.7	0.05
SiO_2 combinée	(46.2)	2.5	19.3	39.1	1	0.02	0.3	0.3
Al_2O_3	13.2	25.6	28.4	36.1	1	1.0	1.4	1
Fe_2O_3	13.2	33.0	30.7	6.7	1	1.3	1.5	0.2
TiO_2	1.2	3.1	2.0	3.1	1	1.3	1.1	1
CaO	12.1	-	-					
MgO	6.4	0.2	-					
K_2O	0.1	-	-					
Na_2O	1.2	-	-					
H_2O	-	15.8	14.4	13.7				
Densité apparente	2.90	1.48	1.93	1.11				
SiO_2c/Al_2O_3	6.5	0.16	1.15	1.84				
Fe_2O_3/Al_2O_3	0.6	0.8	0.7	0.12				

1. Amphibolite
2. pain d'épice
3. cortex
4. isaltérite kaolinitique

La chimie globale confirme donc les données microscopiques et microchimiques. En effet, elle permet de souligner que le "pain d'épice" est gibbsitique, mais que son cortex, formé aux dépens de ce pain d'épice est argileux. Elle permet aussi de préciser que les accumulations de fer et d'halloysite dans le cortex, proviennent d'apports extérieurs à la boule, et que les néogénèses de quartz, importantes dans le "pain d'épice", proviennent de la silice du noyau.

d) Conclusion sur l'isaltérite gibbsitique.

Les principales transformations minéralogiques sont résumées sur les figures 28 et 29. Des analyses précédentes, il est possible de conclure à la succession des transformations et des transferts suivants:

- *La transformation des blocs d'amphibolite en boule de "pain d'épice"* constitué de quartz résiduel, et de goethite, qui forme un réseau de cloisons délimitant des cavités dans lesquelles cristallise la gibbsite à partir de l'alumine résiduelle.

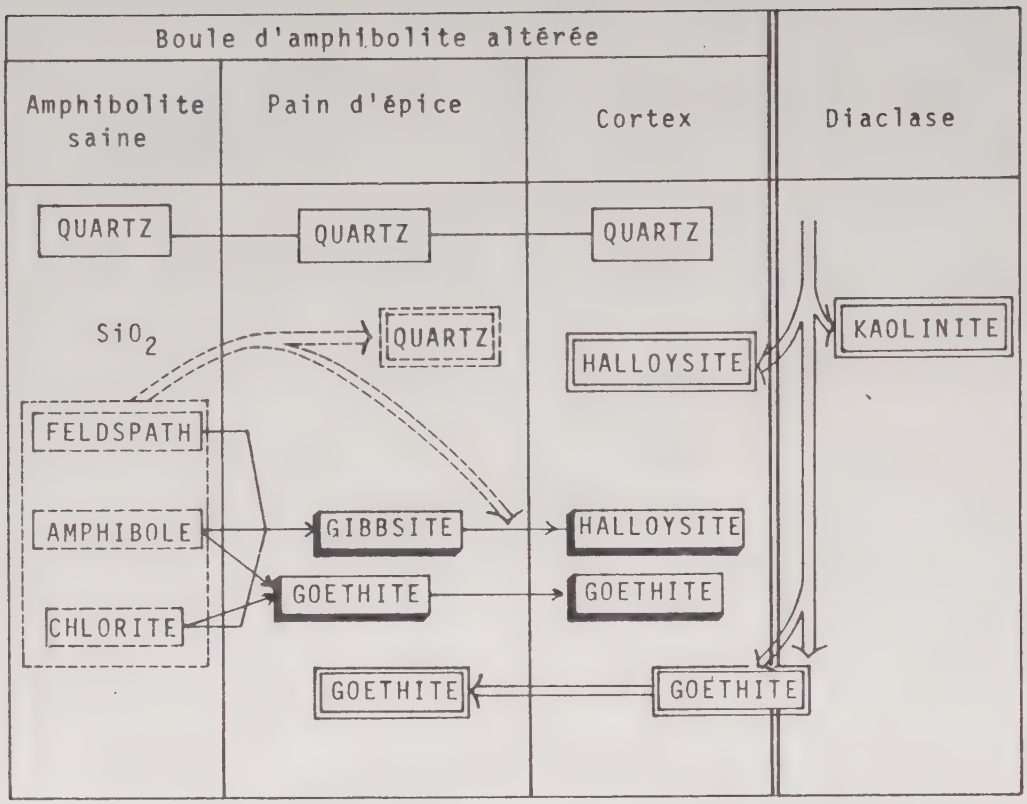


Figure 28: Filiations des constituants minéralogiques dans une boule d'isaltérite gibbsitique, et transferts à partir des diaclases.

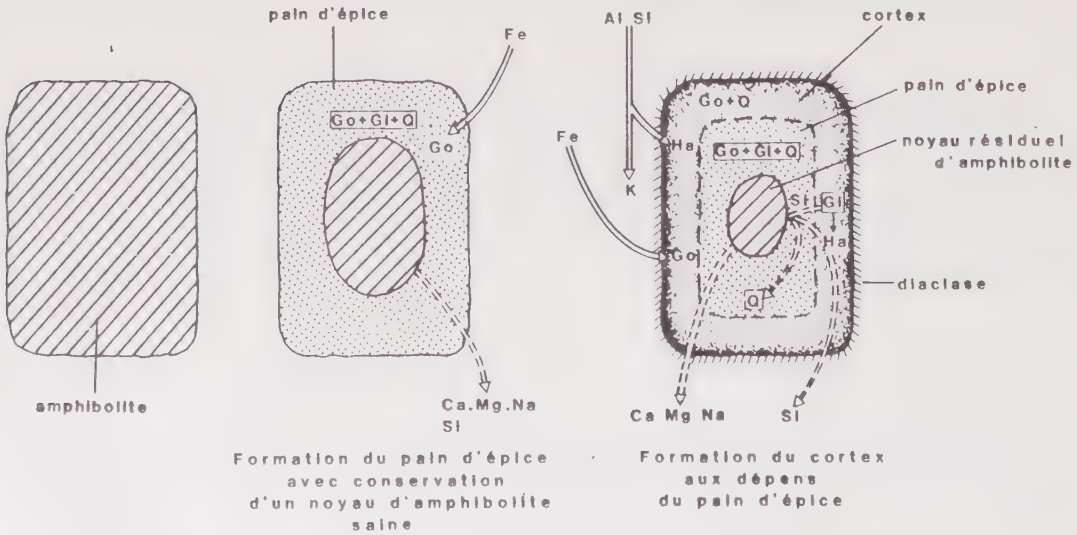


Figure 29: Schéma de la zonation d'une boule d'amphibolite altérée dans l'isaltérite gibbsitique.

- *Des transferts en solution* s'effectuent par les diaclases, et sont à l'origine des *accumulations d'halloysite* et de *goethite*, principalement dans la partie externe de la boule de "pain d'épice" qui s'individualise ainsi en *cortex*.

- Ces transferts modifient les conditions physicochimiques à l'intérieur de la boule et limitent les phénomènes de lixiviation, principalement pour la silice, toujours libérée par l'altération du noyau amphibolique. Une partie de cette silice se recombine à la *gibbsite* pour former de l'*halloysite*, et l'excès précipite sous forme de *quartz secondaire*.

- Ainsi, ces diverses étapes indiquent qu'à une phase d'intense dissolution chimique, durant laquelle s'est constitué le "pain d'épice", a succédé un ralentissement du drainage, conduisant au remplissage argileux des diaclases et à la formation du cortex des boules. *Chaque boule devient ainsi un système d'altération semi fermé, évoluant de manière différentielle: au contact du noyau se poursuit la formation de "pain d'épice", gibbsitique et gœthitique;au contact du cortex ce faciès "pain d'épice" se transforme en faciès ferrugineux à halloysite.*

2 - L'ISALTERITE KAOLINITIQUE.

Dans cette isaltérite kaolinitique, les textures originelles ne sont pas toujours reconnaissables. Cependant la structure diaclasée de l'amphibolite, ici parfaitement conservée, permet de différencier cet horizon de l'horizon sus-jacent à faciès allotéritique où ni la structure, ni la texture ne sont reconnaissables.

La transformation directe de l'amphibolite en isaltérite kaolinitique n'a pu être mise en évidence en raison de l'absence de noyau résiduel dans les boules altérées. Cependant, on distingue à la base, une isaltérite *s.s.* formée d'un *réseau de cloisons de goethite* délimitant des cavités à l'intérieur desquelles il est possible de distinguer des *reliques* d'amphibole altérée (fig.30). Localement, il y a effacement des textures et formation d'un plasma argilo-ferrugineux kaolinitique et goethitique.

Dans les boules de la partie supérieure de cet horizon, les textures ne sont plus reconnaissables. Ces boules présentent une zonation liée à la distribution du fer. On distingue en effet des *zones sombres à plasma kaolinitique et goethitique*, dans lequel sont inclus de petits vermicules de kaolinite en disposition parallèle. Et ces zones sombres se *transforment en zones claires* par perte de fer. Il ne subsiste alors plus que quelques reliques sombres enrichies en fer au sein d'un plasma clair dans lequel les vermicules de kaolinite conservent la même orientation (fig.31).

Les échantillons prélevés ne permettent pas d'établir le passage entre la partie inférieure et la partie supérieure de cette isaltérite kaolinitique. Les analyses par diffractométrie des rayons X, n'apportent guère plus de renseignements. Elles confirment dans l'un et l'autre cas, la présence de kaolinite, de goethite, en plus grande quantité à la base, et de très peu de quartz.

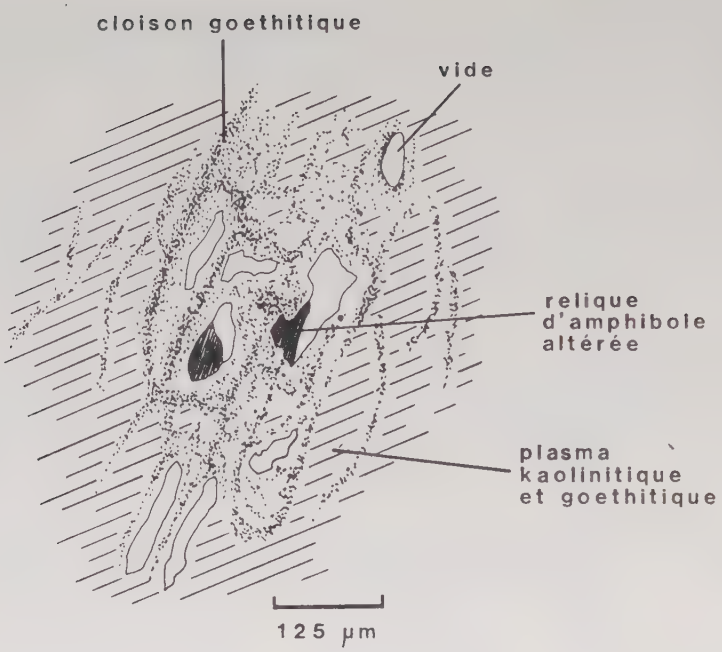


Figure 30: Altération de l'amphibolite en isaltérite kaolinitique.

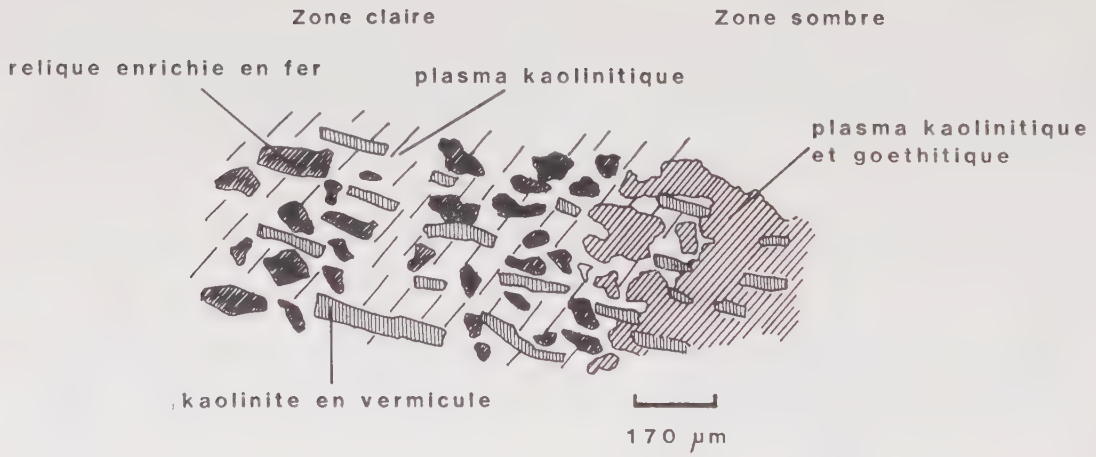


Figure 31: Zonation de l'isaltérite kaolinitique par redistribution du fer.

Par les analyses chimiques, on obtient un rapport SiO_2/Al_2O_3 de 1.84. On constate, par rapport à l'amphibolite (tableau XIII,4) une diminution importante de la silice combinée (-70%) et du fer (-80%) alors que l'alumine et le titane restent constants.

L'absence de *continuité* autre que *structurale* entre cette isaltérite kaolinitique et l'isaltérite gibbsitique sous jacente nous

conduit à admettre que *l'isaltérite kaolinitique ne proviendrait pas de la transformation de l'isaltérite gibbsitique*, mais plutôt d'une *précédente altération, différente, de la roche mère*. La formation respective de ces deux isaltérites, actuellement superposées, résulterait ainsi de la succession dans le temps, de deux processus différents d'altération: une *siallitisation ancienne*, à l'origine de l'isaltérite supérieure kaolinitique, et une *allitisation actuelle*, à l'origine de l'isaltérite inférieure gibbsitique.

Cependant, la transformation observée dans l'isaltérite gibbsitique, du "pain d'épice" en cortex argilo-ferrugineux, montre l'influence de l'*héritage argilo-ferrugineux de l'isaltérite kaolinitique*. Celle-ci peut en effet, après sa formation, être à l'origine par des transferts verticaux d'une *silicification progressive de l'isaltérite gibbsitique*, dont la formation se poursuit actuellement aux dépens de l'amphibolite.

3 - L'ALLOTERITE KAOLINITIQUE.

Dans cet horizon, les *structure* et *texture* originelles de l'amphibolite *ne sont absolument pas reconnaissables*. Cependant, il existe une continuité entre les boules de la partie supérieure de l'isaltérite kaolinitique et l'allotérite. En effet, on retrouve à la base de l'allotérite, la zonation liée à l'alternance de plages argilo-ferrugineuses sombres et de plages argileuses claires, avec le même cristalliplasma que dans l'isaltérite kaolinitique. Cette zonation subhorizontale est continue, elle coupe transversalement les diaclases, indiquant ainsi qu'une redistribution du fer s'est propagée dans l'ensemble de l'horizon, indépendamment de la structure initiale. Seules certaines fissures récentes recoupent cette zonation (fig.32). Elles sont alors occupées par ce même plasma argileux, totalement déferruginisé, pouvant avoir subi des recristallisations, et par un ultime revêtement ferrugineux.

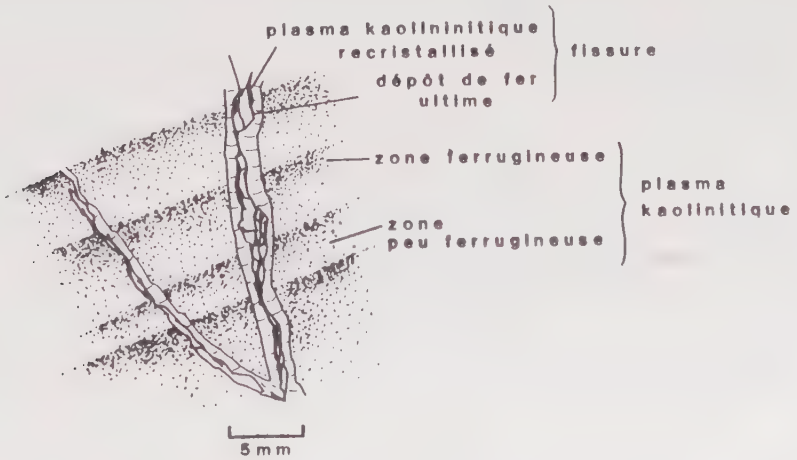


Figure 32: Zonations du fer dans l'allotérite, recoupées par une fissuration récente.

Vers le haut de l'horizon, il y a passage progressif du cristalliplasma kaolinitique à un plasma à produits amorphes, siliceux et alumineux, dans lequel le fer se trouve à nouveau sous forme diffuse.

L'analyse par diffraction des rayons X confirme la présence de kaolinite et d'un peu de goethite, et l'absence de quartz. Des analyses à la microsonde faites dans les plasmas, indiquent des rapports moléculaires SiO_2/Al_2O_3 compris entre 2.20 et 2.40 correspondant à un léger excès en silice.

Il y a continuité entre l'isaltérite kaolinitique et l'allotérite kaolinitique. Cette allotérite résulte donc d'une redistribution du fer qui efface les structures originelles en créant *une zonation indépendante* des diaclases de l'amphibolite.

4 - CONCLUSION SUR L'ENSEMBLE ALTERITE.

Les composants minéralogiques des trois horizons d'altérites et leurs relations sont présentés schématiquement sur la figure 33. Il convient de souligner qu'il y a discontinuité structurale et continuité minéralogique entre l'allotérite et l'isaltérite kaolinitique, et qu'il y a continuité structurale mais discontinuité texturale et minéralogique entre l'isaltérite kaolinitique et l'isaltérite gibbsitique.

Ainsi, et en dépit des resilicifications intervenant actuellement dans le cortex, il ne semble absolument pas que l'isaltérite kaolinitique dérive de l'isaltérite gibbsitique. Ceci rejoint l'hypothèse déjà avancée par LACROIX (1923) et reprise par GENSE (1976) à propos de l'altération des basaltes de Madagascar.

L'isaltérite kaolinitique résulte d'une ancienne transformation directe de l'amphibolite par "mono siallisation". Un changement de conditions d'altération, allant dans le sens d'une amélioration du drainage, a conduit par "allitisation" à la formation de "pain d'épice". Le développement des cortex à partir de ce "pain d'épice" fait suite à une diminution du drainage et à l'incidence de l'héritage argilo-ferrugineux de l'isaltérite kaolinitique à l'origine du remplissage des diaclases et des dépôts de goethite et d'halloysite.

Dans les conditions actuelles, cette isaltérite gibbsitique apparaît, d'après les bilans, être un piège pour le fer. Il est ainsi possible de se demander si la transformation complète d'un "pain d'épice" d'une isaltérite gibbsitique, selon les processus décrits pour la formation des cortex, peut être à l'origine des passées ferrugineuses telles qu'on les observe dans l'allotérite ou dans la cuirasse. Dans ce cas, chaque passée ferrugineuse de l'allotérite ou de la cuirasse marquerait un changement dans les conditions d'altération. Cependant aucune observation au niveau de ces passées ne permet de confirmer cette hypothèse.

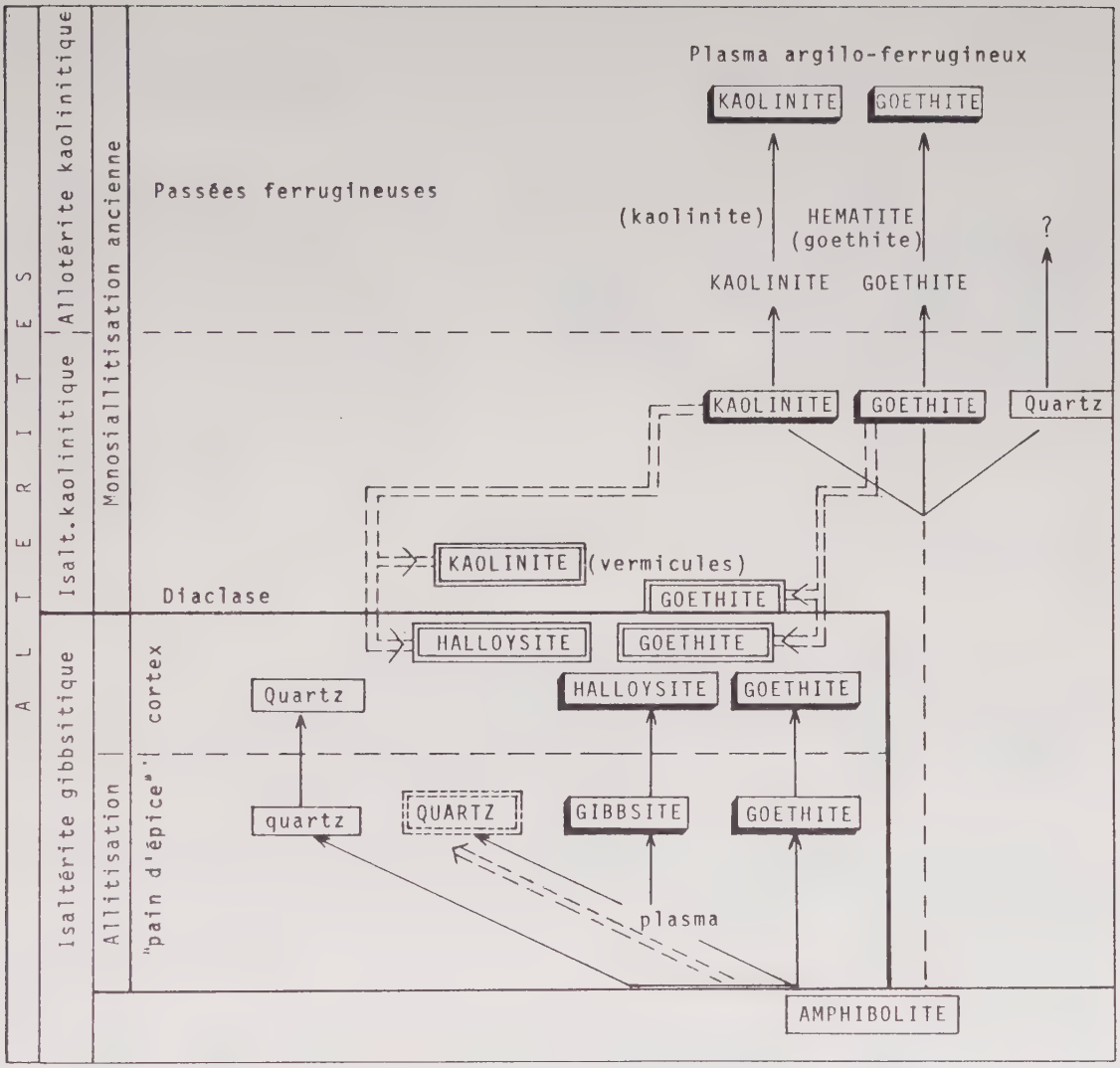


Figure 33: Les transformations minéralogiques dans l'altérite sur amphibolite de l'Oroumbo Bocca.

V. LES SIX FACIES DE L'ENSEMBLE CUIRASSÉ ET LEURS RELATIONS

L'observation macroscopique avait permis, à partir de caractères uniquement structuraux de distinguer six faciès dans l'ensemble cuirasse: fragmentaire, compact, poreux et vacuolaire, nodulaire, pseudobréchique, granulaire. Tous ces faciès, par ailleurs, ont une composition minéralogique homogène. En effet, les analyses par diffraction des RX, indiquent que les composants sont toujours gibbsite, hématite, goethite qu'accompagne un peu d'anatase (3.51 Å) (tableau X).

I - LA CUIRASSE GRANULAIRE (pl. VI ph.35)

La zone de contact entre l'ensemble cuirasse et l'allotérite, observée dans le puits A, a permis de mettre en évidence l'absence d'horizon de transition, la cuirasse granulaire reposant directement sur l'allotérite.

A la base, cette cuirasse granulaire est constituée d'un *plasma* rouge sombre, *hématitique et goethitique*, isolant des *granules* gris à roses, à cristalliplasma *gibbsitique*, et des *microgranules*, eux aussi *gibbsitiques*, plus abondants à proximité des granules (fig.34). Au microscope (fig.34a), on constate que le cristalliplasma à gibbsite est formé de très petits cristaux ayant subi d'importantes recristallisations en bordure des vides internes aux granules et plus particulièrement à la périphérie des granules. Le plasma ferrugineux pénètre entre ces paquets de grands cristaux, isolant ainsi les microgranules, et apparaît donc postérieur au cristalliplasma gibbsitique qu'il envahit.

La localisation de la cuirasse granulaire au sommet de l'allotérite amène à envisager une filiation directe. En effet, dans l'allotérite, il y avait déjà transformation du cristalliplasma kaolinitique en un plasma d'aspect amorphe, à kaolinite mal cristallisée, susceptible, par désilicification, de se transformer en cristalliplasma à gibbsite. Des microanalyses chimiques ponctuelles dans les granules, montrent toujours la présence d'une petite quantité de silice ($SiO_2/Al_2O_3 = 0.35$). Les circulations dans les vides favorisent dans le même temps, les recristallisations, et le remplissage par le fer met les granules déjà en position résiduelle.

Les passées ferrugineuses traversant subhorizontalement cet horizon, diffèrent des passées ferrugineuses de l'allotérite par leur composition minéralogique. Elles sont ici constituées principalement d'hématite et d'un peu de goethite et de gibbsite. La gibbsite est en revêtement dans les vides fissuraux, le remplissage ultime étant ferrugineux.

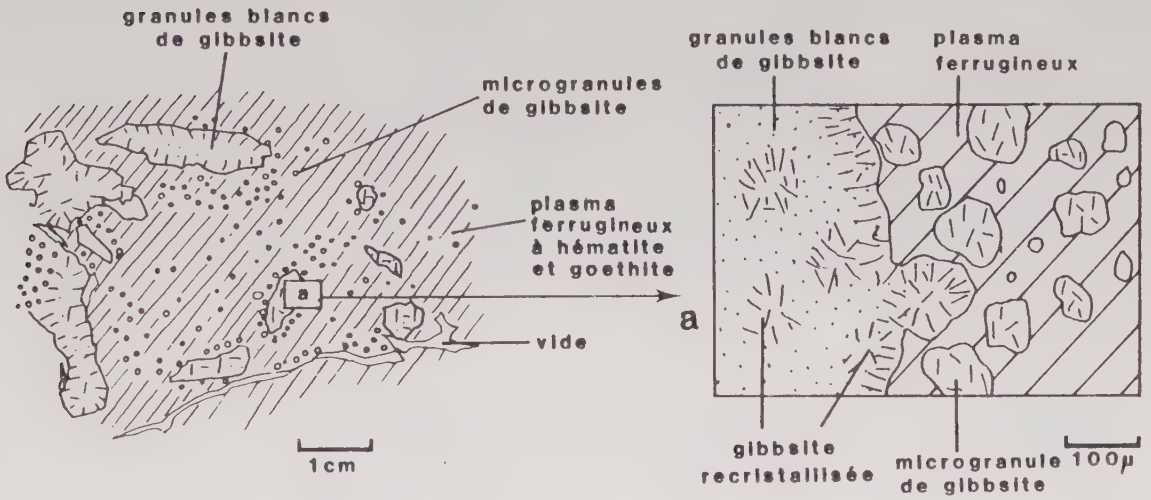


Figure 34: La cuirasse granulaire. Le plasma ferrugineux envahit le plasma gibbsitique, isolant des microgranules résiduels de gibbsite.

La *cuirasse granulaire* peut donc être considérée comme résultant d'une *transformation du plasma kaolinitique de l'allotérite en cristalliplasma à gibbsite*. Cette transformation ménage de nombreux vides en bordure desquels se produisent des recristallisations. Des apports de plasma ferrugineux isolent des granules et microgranules gibbsitiques résiduels.

2 - LA CUIRASSE POREUSE ET VACUOLAIRE (pl.VI ph.34).

Toujours dans le puits A, au-dessus de la cuirasse granulaire et sans qu'il ait été possible de déterminer le caractère de la transition, s'observe une cuirasse poreuse et vacuolaire. Ce faciès est constitué (cf.p.91) d'une association de plages rouge terne à rouge foncé, à pores très fins, et de plages jaune rougeâtre à brun, vacuolaires. Au microscope, on observe (fig.35):

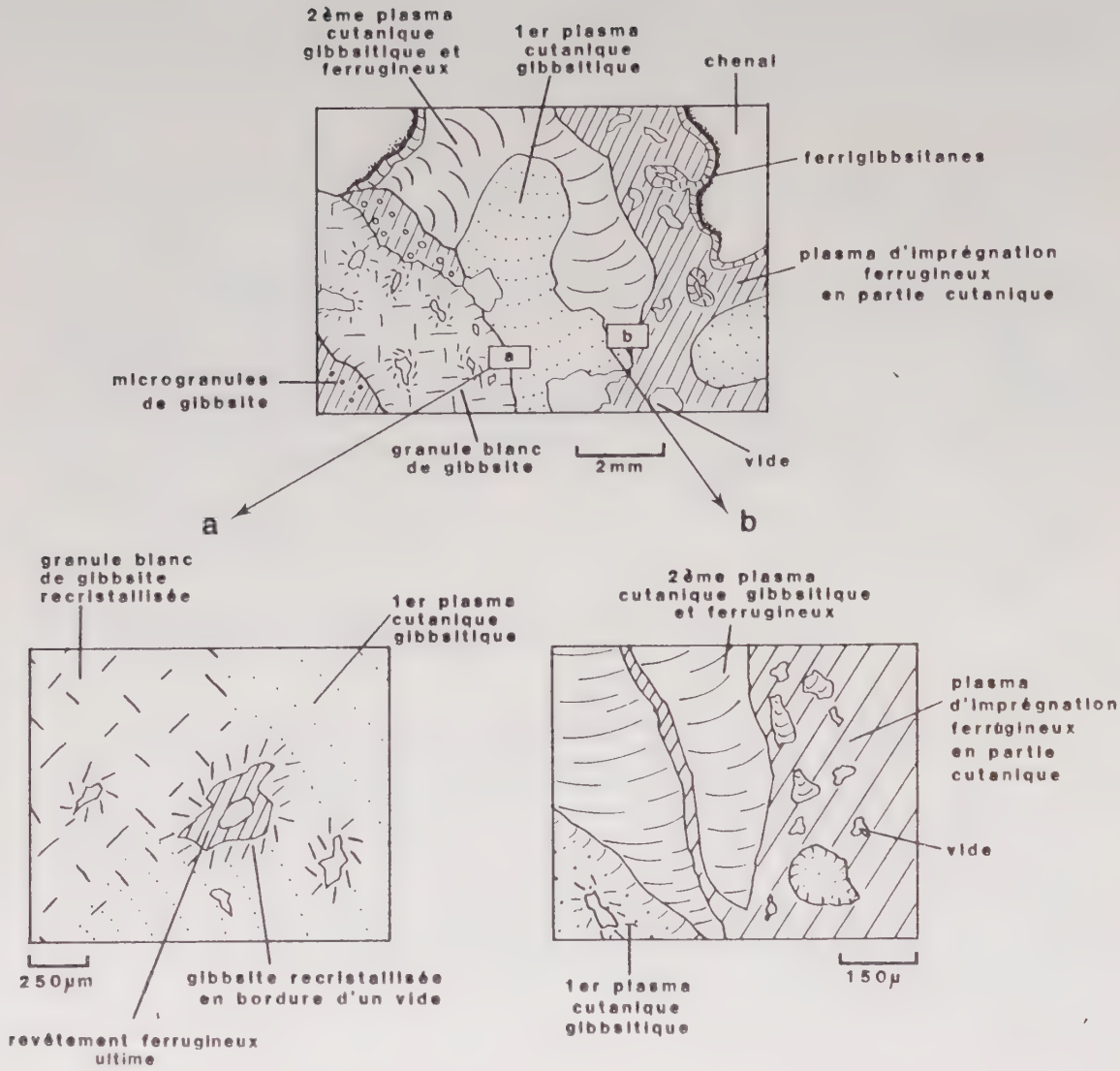


Figure 35: La cuirasse poreuse et vacuolaire. Générations successives de cutanes alumineux et ferrugineux.

- Les plages rouge terne, constituées d'un *cristalliplasma gibbsitique* bordé et pénétré par un plasma ferrugineux isolant des microgranules gibbsitiques ; très semblables au *faciès granulaire* décrit précédemment, ces plages en seraient résiduelles;

- les plages jaune rougeâtre, au contact des précédentes, et avec des limites pas toujours nettes, constituées de deux générations de *cristalliplasmas* à *caractère cutanique*. Le premier de ces plasmas se distingue parce qu'il est moins ferrugineux et présente des recristallisations de gibbsite en bordure des plages et des vides internes à ces plages. Le second, qui recoupe le premier, est plus ferrugineux et ses caractères cutaniques sont plus nets.

Un *plasma* rouge très foncé, *ferrugineux*, pénètre entre les plages en bordure desquelles il isole des cristaux de gibbsite. Ce plasma d'imprégnation ferrugineuse est très poreux et délimite des vides larges et vacuolaires.

Ces vides sont parfois bordés à leur face interne de *revêtements cutaniques* d'épaisseur variant de 40 à 150µ, où alternent, parfois avec trois répétitions, le fer et l'alumine (*ferrigibbsitanes*). La phase ultime est un revêtement ferrugineux.

Ainsi, l'absence complète de textures conservées de l'amphibolite conduit à écarter une origine directe de ce faciès à partir de l'isaltérite gibbsitique. Par contre, la présence de plages résiduelles du faciès granulaire permet de considérer que le faciès poreux et vacuolaire en dérive par au moins deux transformations et remaniements successifs des plasmas. A ceux-ci font suite un envahissement par le fer, des dépôts de ferrigibbsitanes et une phase ultime de dépôts ferrugineux.

3- LA CUIRASSE PSEUDOBRECHIQUE (pl.VI ph.33)

La cuirasse pseudobréchique présente dans le puits A au-dessus de la cuirasse vacuolaire, est aussi intercalée dans le puits E entre un horizon de cuirasse granulaire et un horizon de cuirasse vacuolaire (fig.25). Elle est formée d'éléments bréchiques, bruns, rappelant la structure parallèlépipédique de la roche mère, cimentés par un plasma à faciès poreux et vacuolaire (fig.36).

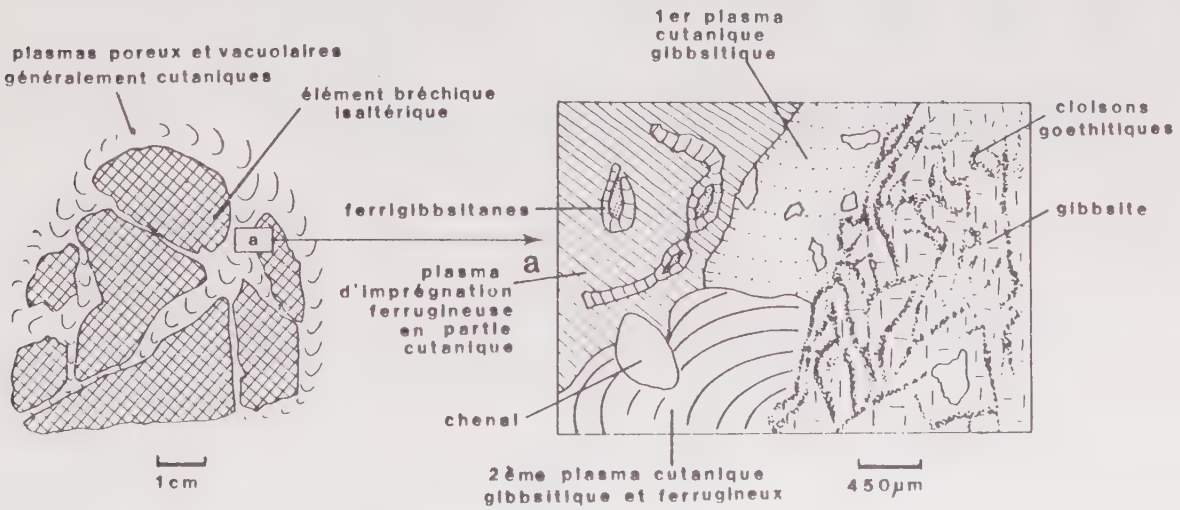


Figure 36: La cuirasse pseudobréchique. Les plasmas cutaniques et de transformation entre les éléments bréchiques à texture conservée.

Au microscope, les *éléments bréchiques* présentent des *textures reconnaissables*. Le fer est disposé suivant un réseau rappelant les cloisons ferrugineuses du "pain d'épice", formées lors de l'altération des amphiboles. Ces cloisons délimitent de petites cavités, ici toutes et complètement emplies de gibbsite, parfois en grands cristaux (150µ).

Les plasmas intermédiaires, entre les éléments bréchiques, sont semblables à ceux des plages jaune rougeâtre de la cuirasse poreuse et vacuolaire. Ferrigibbsitanes et fer ultime recoupent les plasmas cutaniques à très fines cristallisations de gibbsite (fig.36a).

La conservation de la texture originelle de l'amphibolite indique que cet horizon est en *filiation* avec une *isaltérite*. Cependant, le remplissage des cavités par la gibbsite et la forte teneur en alumine en résultant, montrent l'importance des accumulations absolues. Celles-ci en raison de la taille des cristaux de gibbsite, proviendraient plutôt de transferts en solution.

4 - LA CUIRASSE COMPACTE (pl. VI ph.32)

La cuirasse compacte forme l'horizon supérieur de l'ensemble cuirasse. Elle surmonte dans le puits A la cuirasse pseudobréchique et dans le puits E un horizon de cuirasse poreuse et vacuolaire (fig.25). Au microscope, ce faciès compact présente:

- des plages centimétriques très ferrugineuses, sans texture particulière reconnaissable; la gibbsite s'y trouve en petites plages ou en cristaux isolés; toutes les étapes d'une *dissolution de la gibbsite* sont observables, depuis des grands cristaux avec indentation, jusqu'à leurs traces dans le plasma ferrugineux, marquées par des zones plus claires;

- quelques plages blanches à cristalliplasma gibbsitique qui ont des linéations soulignées par la présence d'hématite; elles rappellent les cristalliplasmas du faciès poreux-vacuolaire;

- des gibbsitanes et des goethanes qui tapissent les pores, indiquant que fer et alumine peuvent alternativement être mis en mouvement.

Le caractère principal de ce faciès est donc *l'accumulation relative du fer liée à la dissolution de la gibbsite.*

5 - LA CUIRASSE NODULAIRE (pl.VI ph.31).

La cuirasse nodulaire n'est localisée que dans une zone déprimée du plateau constituant une gouttière centrale. Ce faciès a été observé dans les puits B et C (fig.24). Dans le puits B, des horizons de *cuirasse nodulaire* alternent avec des horizons de *cuirasse poreuse et vacuolaire*(fig.25).

Cette *cuirasse poreuse et vacuolaire* est très semblable au faciès précédemment décrit. Toutefois, les plages jaune rougeâtre, qui sont ici largement dominantes, se caractérisent par l'abondance de plasmas cutaniques dont on distingue cinq types (fig.37). Le premier de ces *plasmas* est très sombre, *alumino-ferrugineux* avec un peu de gibbsite cristallisée. Par *déferruginisation*, il y a transformation de ce plasma en *cristalliplasma à gibbsite* dans lequel persiste la trace des anciennes zonations. Ce second cutaniplasma à gibbsite a pu subir, en bordure des vides, des recristallisations.

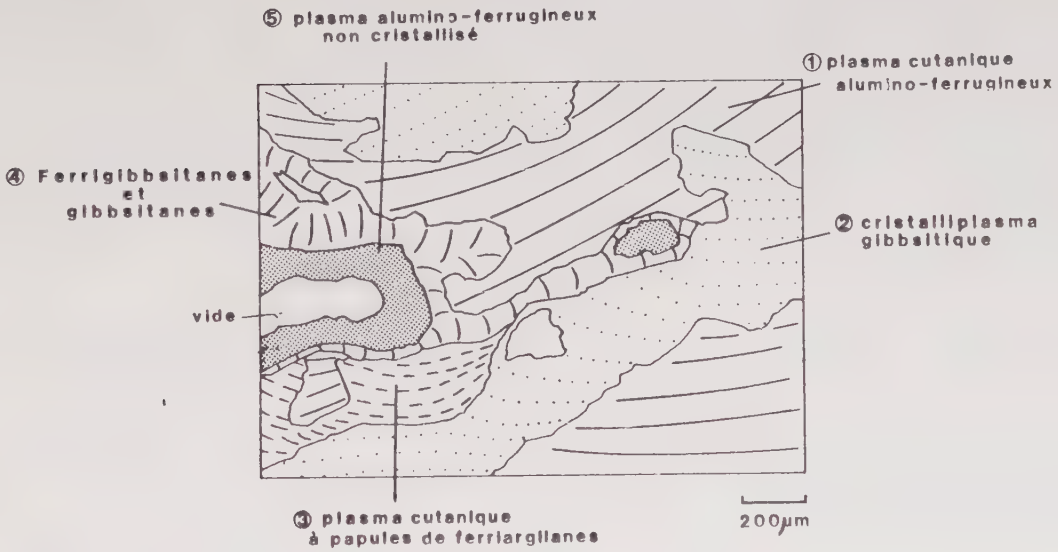


Figure 37: Les plasmas cutaniques de la cuirasse nodulaire.

Le troisième *plasma cutanique* se caractérise par la présence de *papules résiduelles de ferriargilanes*, entre lesquelles ont cristallisé, dans les zones déferruginisées, de grands cristaux de gibbsite.

Le quatrième plasma est composé d'un ensemble de *ferrigibbsitanes* et de *gibbsitanes*. Enfin un *ultime plasma amorphe*, jaune, alumino-ferrugineux, s'est déposé en revêtement dans les vides.

Les faciès nodulaires intercalés sont formés de nodules à gibbsite et hématite cimentés par un plasma internodulaire, lui aussi à gibbsite et hématite.

a) Le plasma internodulaire.

Le plasma internodulaire est très poreux. Il est principalement formé de ferrigibbsitanes et de gibbsitanes, et d'un ultime dépôt cutanique de plasma d'aspect amorphe jaune, alumino-ferrugineux.

b) Les nodules.

Dans les horizons les plus profonds, les nodules peuvent être de grande taille, mais en général inférieure à 5 cm; leur forme est le plus souvent irrégulière. Vers le sommet, en même temps que leur taille s'amenuise, leur forme s'arrondit. Certains *nodules* sont essentiellement *gibbsitiques*, la plupart sont *hématitiques* et *gibbsitiques*. Sans que nous ayons fait une étude détaillée de leur distribution verticale, on peut remarquer, cependant, que les nodules gibbsitiques sont plus abondants dans l'horizon le plus inférieur de la cuirasse nodulaire.

Les textures de ces nodules sont diverses, identiques à celles des faciès granulaires et des faciès poreux et vacuolaires. Elles sont très visibles dans les nodules gibbsitiques.

Mais dans les nodules hématitiques et gibbsitiques, ces textures sont effacées par une imprégnation ferrugineuse. En effet, ces nodules, toujours mieux individualisés, sont plus ferrugineux que le faciès initial dont ils se rapprochent et que le plasma internodulaire. De plus la gibbsite y présente des figures de dissolution et son élimination peut être complète ne laissant place qu'à une microporosité.

c) Les faciès nodulaires: faciès de dégradation de cuirasses.

Les faciès nodulaires résultent de l'évolution en place de différents faciès cuirassés. Ce sujet sera repris et développé à propos de la formation des pisolites (cf. ch.III). Pour le moment, il est possible de retenir quelques faits:

- les nodules les mieux individualisés sont très riches en hématite,
- l'individualisation de ces nodules correspond à des migrations centripètes de fer,
- la dégradation de ces nodules correspond à des transferts de matière des nodules vers le plasma internodulaire,
- ainsi ces *nodules relictuels* sont une étape de la dégradation interne et en place d'une cuirasse (MULLER *et al*,1981),
- la taille et la forme arrondie de ces nodules peut conduire à les assimiler à des pisolites, d'autant que certains peuvent être munis d'un cortex.

Ce profil, à faciès nodulaires, ne s'observe qu'au nord du plateau, dans sa partie centrale en déclivité par rapport aux bordures. Et si la formation de ces faciès résulte, pour la plus grande partie du profil, d'une dégradation interne de différents faciès cuirassés (granulaires ou poreux et vacuolaires), nous ne pouvons pas exclure, pour la partie supérieure de ce profil, une origine autre. En effet, dans les deux premiers mètres de la cuirasse, les nodules ne sont pas spécifiques d'un faciès. Il est possible d'identifier des nodules à texture poreuse et vacuolaire, et aussi des nodules à texture compacte ou même pseudobréchique. Des remaniements superficiels seraient à l'origine de cette accumulation à caractère nodulaire.

6 - LA CUIRASSE FRAGMENTAIRE

En surface toutes les cuirasses affleurantes peuvent être soumises à une fragmentation, liée principalement aux pénétrations racinaires. Ainsi sont isolés des blocs, boules, graviers de cuirasse, dont les caractères sont ceux de la cuirasse sous-jacente. Une convergence peut s'établir entre les fragments de cuirasse ainsi isolés, et les nodules provenant de dégradations internes. Ce sont probablement de tels fragments qui, transportés des bordures au centre du plateau et réindurés, forment la partie supérieure de la cuirasse nodulaire.

7 - CONCLUSION SUR L'ENSEMBLE CUIRASSE

Les faciès décrits, représentant les principaux types observés, montrent l'hétérogénéité de l'ensemble cuirasse. Deux de ces six faciès cuirassés peuvent être mis en relation directe avec des altérites sous jacentes et considérés en tant que *faciès initiaux:* ce sont *les cuirasses pseudobréchiques* et les *cuirasses granulaires*. Les quatre autres sont le résultat de transformations internes superficielles ou latérales intervenant dans une cuirasse déjà formée, et sont ici considérés en tant que *faciès dérivés*.

a) Les faciès cuirassés initiaux.

-*La cuirasse pseudobréchique*, à texture conservée, dérive d'isaltérites gibbsitiques "pain d'épice". Elle résulte d'une allitisation directe de l'amphibolite et d'importantes accumulations absolues d'alumine. Ce *faciès isaltéritique* n'est pas le faciès dominant, il n'est présent qu'en intercalations dans les puits A et B. Nous verrons (cf.ch.VI) que ces intercalations sont liées à la position haute de ces profils par rapport à l'ensemble du plateau.

- *La cuirasse granulaire* dérive d'allotérites kaolinitiques qui ont été formées par monosiallitisation des amphibolites, suivie d'une désilicification secondaire. Elle résulte ainsi d'une allitisation indirecte de l'amphibolite. Bien que nous puissions penser que ce *faciès allotéritique* forme un horizon continu à la base de l'ensemble cuirasse, il ne semble pas que ce soit un faciès dominant. En effet il n'est présent que dans les puits A et E au contact de l'allotérite et en intercalation dans le puits E.

b) Les faciès cuirassés dérivés.

- *La cuirasse poreuse et vacuolaire* est un faciès de transformation de la seule cuirasse granulaire. Cette transformation se produit par différenciation de nouveaux plasmas au sein des plasmas hérités et par adjonction de plasmas cutaniques. Ce faciès, dérivé d'un *faciès allotéritique*, est certainement le faciès observé avec la plus grande fréquence tant dans les parties hautes du plateau où il forme d'épais horizons, que dans les parties basses où s'y intercalent des horizons de cuirasse nodulaire.

- *La cuirasse compacte* est un faciès de transformation subsuperficiel des faciès pseudobréchiques et des faciès poreux et vacuolaires. Cette transformation se produit par dissolution de la gibbsite et départ d'alumine qui entraîne une accumulation relative de fer. Ce faciès, dont l'épaisseur n'excède pas le mètre, est présent sur tout le plateau, à l'exception de la partie où se situe la cuirasse nodulaire.

- *La cuirasse nodulaire* est un faciès de dégradation de tous les types de cuirasses ci-dessus énumérés. Les nodules relictuels s'individualisent par dégradation centripète de plages de cuirasses, accompagnée de migrations du fer. Ces dégradations internes ne peuvent se développer et se propager qu'à partir d'une zone basse (cf.ch.VI).

- Enfin, *la cuirasse fragmentaire* correspond au démantèlement de tous les faciès précédents à l'affleurement. Ce démantèlement se fait sous l'influence des dégradations de surface qui sont chimiques et mécaniques, favorisées par la pénétration des racines. Ce sont ces dégradations de surface qui mènent aux horizons meubles superficiels.

VI. CONCLUSION SUR LA FORMATION BAUXITIQUE DE L'OROUMBO BOCCA

La figure 38 résume les principales filiations des ensembles de la formation bauxitique du plateau de l'Oroumbo Bocca, telles qu'elles peuvent être envisagées après les analyses microscopiques et minéralogiques. Chaque horizon, chaque faciès est porteur de caractères spécifiques des processus d'altération, d'illuviation et de restructuration intervenus pour sa formation.

. *L'altération*, dont le résultat est *l'accumulation relative* d'alumine et de fer, se fait, soit par allitisation directe, soit par allitisation indirecte.

- Une allitisation directe, avec formation d'une isaltérite gibbsitique pain d'épice est à l'origine de la cuirasse pseudobréchique. Cependant, cette évolution directe peut s'être trouvée bloquée, ainsi qu'il fut observé dans l'isaltérite gibbsitique actuelle, avec transformation de la gibbsite en halloysite; mais il n'est pas possible de préciser plus avant le sens de cette évolution, peut-être à l'origine des passées ferrugineuses.

- Une allitisation indirecte, avec formation intermédiaire d'allotérites kaolinitiques, est à l'origine des cuirasses granulaires puis des cuirasses poreuses et vacuolaires. La plus grande partie de cette formation bauxitique dérive de ces transformations et ainsi peut être considérée comme une *bauxite allotéritique*.

.*L'illuviation* assure de multiples redistributions secondaires des composants géochimiques au sein du profil. Ces transferts de matière sont à l'origine *des accumulations absolues*, qui se font sous forme de dépôts cutaniques. Ces *transferts* sont: soit *particulaires*, plasmas cutaniques alumino-ferrugineux ou argilo-ferrugineux à l'origine des plages et des papules de cristalliplasmas à gibbsite et des ferrigibbsitanes dans l'ensemble cuirasse; soit *en solution* strictement alumineuse (gibbsitanes) ou ferrugineuse dans l'ensemble cuirasse, silico-alumineuse et ferrugineuse dans l'ensemble altérite: vermicules de kaolinite dans l'isaltérite kaolinitique, et halloysite dans l'isaltérite gibbsitique.

. *La restructuration* se fait principalement par voie chimique. Elle intervient lors d'une phase de *dégradation de la cuirasse* exprimée par *la nodulation et la fragmentation*. Parfois elle est très ponctuelle, localisée à certains pores et vides, principalement en bordure des cristalli-plasmas gibbsitiques, où s'observent d'importantes recristallisations. Le plus souvent elle affecte tout un horizon et peut s'associer en surface à quelques remaniements mécaniques.

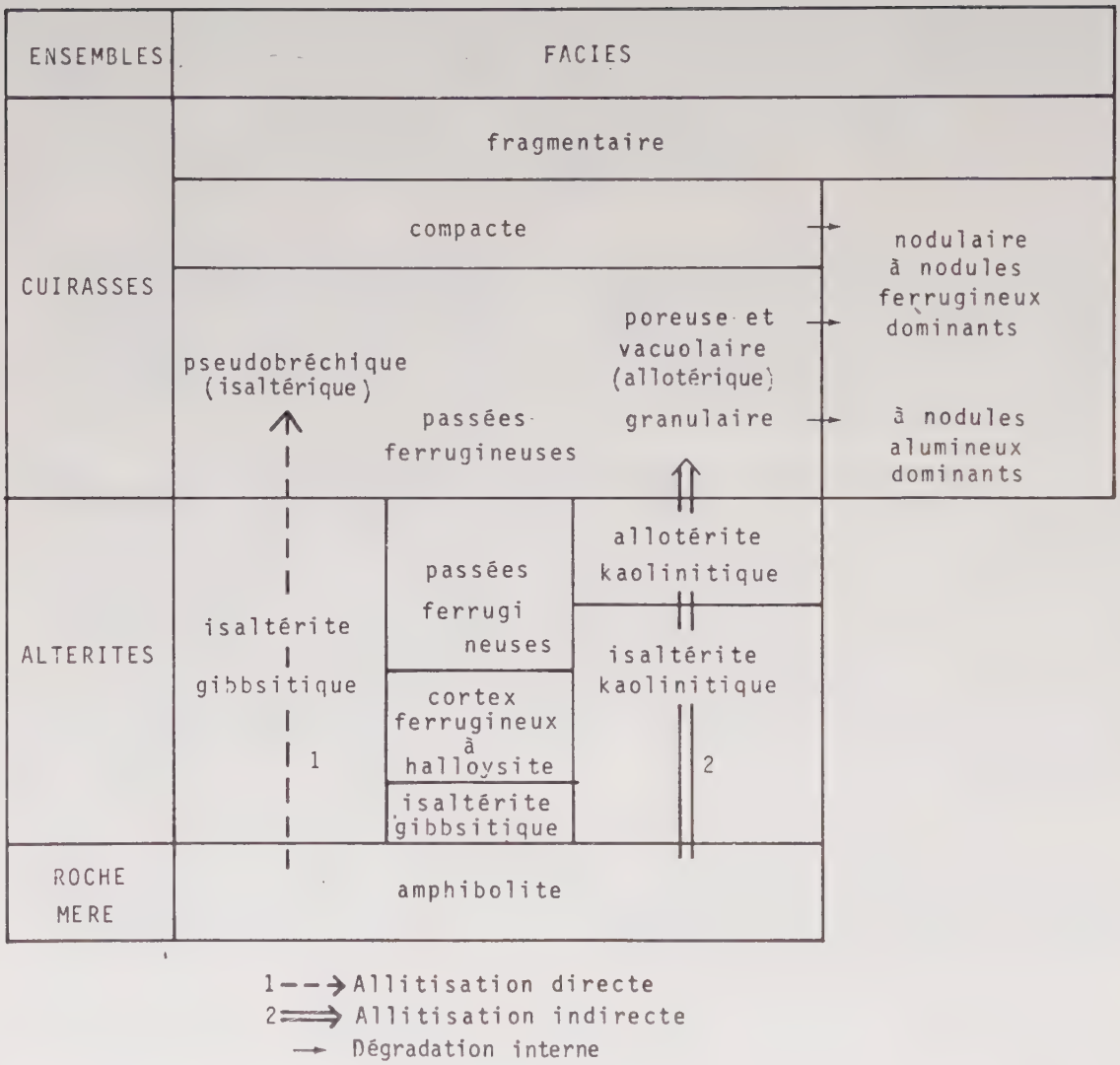


Figure 38 : Reconstitution des filiations altérites-cuirasses dans de la formation bauxitique du plateau de l'Oroumbo-Bocca.

Ainsi, les *variations* verticales de *faciès* d'horizon, aussi bien dans les altérites que dans les cuirasses, reflètent les *successions historiques géochimiques*, qui sont intervenues sur les amphibolites de l'Oroumbo Bocca. Ce sont des *successions parentales*, où chaque faciès est induit du précédent au fur et à mesure de l'enfoncement géochimique du profil. Mais ce sont aussi des *successions dans le mode d'altération*, c'est à dire dans les régimes hydriques et donc dans les faciès d'altération. Ces successions se surimposent et s'oblitèrent à travers les mêmes profils. C'est pourquoi à la filiation verticale, connue depuis longtemps

et retrouvée sur granite au Mont Tato, où de haut en bas se succèdent progressivement les faciès les plus évolués vers les faciès les moins évolués, s'ajoute à l'Oroumbo Bocca une succession inverse, qui fait subitement passer dans le même ordre vertical des faciès moins évolués à des faciès plus évolués. Cette succession, pour un même profil, de filiations normales et d'inversions géochimiques reflète l'histoire supergène complexe des bauxites de l'Oroumbo Bocca.

CHAPITRE III

LA FORMATION BAUXITIQUE DE LAKOTA.

FACIES PISOLITIQUES D'UNE BAUXITIQUE SUR GRANITE

I. LES ASPECTS RÉGIONAUX

Dans la région de Lakota, déjà présentée (cf.1ère partie ch.I), des cuirasses alumino-ferrugineuses à *faciès pisolitique* se localisent sur toutes les collines comprises entre les altitudes 330 et 220m, en contre bas du Mont Tato (385m). Ces collines sont à sommet plat. La cuirasse, rarement en dalle continue, se présente plutôt sous forme de boules éparses. Sur les flancs de ces collines, il n'est pas rare de trouver des blocs de cuirasse ferrugineuse.

II. LA FORMATION BAUXITIQUE DE LA COLLINE 216

Deux puits ont été foncés sur une des collines, celle de la cote 216, proche de Lakota (fig.7). L'un (DAG A), d'une profondeur de 4.40m, est situé sur le sommet même de la colline; l'autre (DAG B), d'une profondeur de 5m, est localisé à la rupture de pente du plateau sommital. Deux ensembles sont ainsi recoupés et définis par ces deux profils (tableau XIV):

- un ensemble cuirasse (2.30m)

- un ensemble altérite (> 5m).

Seule sera d'abord présentée ici, une brève analyse de ces deux ensembles. La plus grande partie de ce chapitre aura ensuite pour objet une étude détaillée des pisolites et de leur formation dans l'horizon supérieur de l'ensemble cuirasse.

1 - L'ENSEMBLE ALTERITE.

Cette altérite comprend deux horizons: à la base, une isaltérite kaolinitique passant verticalement à une allotérite également kaolinitique.

Tableau XIV: Bauxite pisolitique de Lakota.
Caractéristiques des différents horizons.

ENSEMBLES	Horizons	Epaisseur en mètres	Nombre d'échantillons	Composition chimique en %						Minéraux de néoformation				
				SiO_2 libre	SiO_2 combi.	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	H_2O	Kaolinite	Gibbsite	Boehmite	Goethite	Hématite
CUIRASSES	Cuirasse fragmentaire pisolitique alumineuse	1	2	0.1	0.5	65.2	3.5	2.2	27.9		G	Bo		H
	Cuirasse fragmentaire argilo-ferrugineuse	0.30	1	0.6	23.1	22.8	42.5	0.67	10.2	K	G		Go	H
	Cuirasse massive alumineuse	1	4	0.7	7.2	56.9	4.9	0.70	28.8	K	G		Go	H
ALTERITES	Allotérite kaolinitique	3 à 5	6	2.2	34.8	34.3	11.5	0.94	15.0	K	G		Go	
	Isaltérite kaolinitique	> 1.5	3	17.2	34.0	30.1	4.6	0.49	12.2	K			Go	

a) L'isaltérite kaolinitique.

Cette isaltérite constitue un horizon poreux, granulaire, jaune rougeâtre. La *texture conservée* permet d'identifier la roche mère comme étant un *granite*. Feldspaths et biotites sont complètement altérés. Les plages de produits secondaires, issus de l'altération des feldspaths sont faiblement anisotropes. Il n'y a pas ici formation de gibbsite. Les constituants minéralogiques sont le quartz, la *kaolinite* et un peu de goethite.

b) L'allotérite.

L'allotérite constitue un horizon argileux rouge jaunâtre à rouge. La *texture* du granite, parfois *reconnaissable*, n'est cependant pas conservée.

La partie inférieure se caractérise par un fond matriciel comprenant: un squelette formé de très petits quartz résiduels, un plasma kaolinitique et goethitique dans lequel se différencient des vermicules de kaolinite, et quelques *nodules ferrugineux* à goethite et à quartz.

A la partie supérieure, les nodules sont en plus grande quantité. On distingue:

. des *nodules ferrugineux* à goethite et quartz,

. des *nodules alumineux et ferrugineux* dans lesquels la gibbsite se transforme en kaolinite,

. des *nodules alumineux* formés d'un cristalliplasma gibbsitique qui présente des recristallisations de la gibbsite en bordure des vides.

Tous ces nodules sont structuralement bien individualisés. Par dégradation, ils nourrissent le fond matriciel internodulaire à kaolinite, à goethite et pauvre en quartz. Cette dégradation s'accompagne d'une resilicification de la gibbsite qui est mise globalement en évidence par diffraction des RX, mais qui n'a pas été directement observée au microscope. Ces nodules conservent des textures internes très analogues aux textures décrites dans la cuirasse massive alumineuse inférieure du Mont Tato. Cette partie supérieure de l'allotérite paraît ainsi correspondre à la *dégradation par la base d'une ancienne cuirasse massive alumino-ferrugineuse*. Cette dégradation se poursuivrait actuellement aux dépens de la cuirasse massive alumineuse, ce qui explique la plus grande abondance de nodules strictement alumineux à la partie supérieure de cet horizon nodulaire.

2- L'ENSEMBLE CUIRASSE.

L'ensemble cuirasse comprend de bas en haut, trois horizons: une cuirasse massive alumineuse, une cuirasse fragmentaire argilo-ferrugineuse, une cuirasse fragmentaire pisolitique alumineuse.

a) La cuirasse massive alumineuse, isaltéritique.

Cette cuirasse massive alumineuse constitue un horizon homogène rouge à jaune rougeâtre, qui se caractérise par la *conservation des textures du granite*. En effet, les plages de gibbsite pseudomorphosent les anciens minéraux parentaux: feldspaths et biotites. Ces plages s'individualisent dans un cristalliplasma gibbsitique présentant localement des recristallisations de gibbsite. Les *dépôts cutaniques (ferrigibbsitanes) sont rares*. Cette cuirasse isaltéritique est riche en alumine(57%) pauvre en Fe_2O_3 (5%) et en silice(7%). La *gibbsite* est le constituant minéralogique principal, qu'accompagnent un peu de goethite, d'hématite et de kaolinite. Par ses caractères structuraux, minéralogiques et chimiques, cette cuirasse est très semblable à la cuirasse alumineuse supérieure décrite sur le Mont Tato (cf. 1ère partie ch.I), et qui se présentait en discontinuité sur une cuirasse massive alumineuse inférieure. Ici aussi, cette cuirasse massive alumineuse, qui, comme en témoigne sa texture pétrographique conservée, résulte d'une ancienne transformation directe du granite, apparaît en discontinuité sur l'horizon sous jacent d'allotérite kaolinitique.

b) La cuirasse fragmentaire argilo-ferrugineuse,allotéritique.

Cet horizon, peu épais, est formé de boules de cuirasse ferrugineuse, très dure, très dense, rouge terne. Aucune texture héritée n'est reconnaissable au microscope. Ces boules allotéritiques contiennent plus de 40% de Fe_2O_3 sous forme d'*hématite* et de *goethite*, l'autre composant principal est la *kaolinite*. Ces caractères font que cette cuirasse est analogue aux cuirasses ferrugineuses dites "intermédiaires" déjà décrites en Côte d'Ivoire (GRANDIN,1973; BOULANGE *et al.*1973).

Ainsi cet horizon cuirassé allotéritique marque une *discontinuité* minéralogique, structurale et géochimique, entre la cuirasse massive alumineuse isaltéritique inférieure et la cuirasse pisolitique supérieure.

c) La cuirasse fragmentaire alumineuse pisolitique.

Cette cuirasse affleurante est fragmentaire, hétérogène. Les boules à texture pisolitique sont généralement plus rouges et ferrugineuses à la base qu'au sommet,où elles deviennent roses à blanches et très riches en alumine. Les constituants minéralogiques sont principalement: *boehmite, gibbsite et hématite*.

3- CONCLUSION

Avant d'entreprendre l'étude de ce *faciès pisolitique*, il est possible de tirer quelques conclusions succinctes concernant les horizons qui lui sont sous-jacents. Les discontinuités et les analogies de faciès qui viennent d'être présentées permettent en effet d'établir une comparaison entre les horizons des profils de la colline 216 et ceux des profils étudiés sur le Mont Tato (tableau XV).

Tableau XV : Comparaison des formations bauxitiques du Mont Tato et de la colline 216.

MONT TATO	COLLINE 216
Cuirasse fragmentaire alumino-ferrugineuse non pisolitique	Cuirasse fragmentaire alumineuse pisolitique
	Cuirasse fragmentaire argilo-ferrugineuse
Discontinuité	
Cuirasse massive alumineuse isaltéritique supérieure	Cuirasse massive alumineuse isaltéritique
Discontinuité	
Cuirasse massive alumineuse inférieure	Allotérite kaolinitique à nodules alumino-ferrugineux
Horizon ferrugineux	
Isaltérite supérieure gibbsitique Isaltérite inférieure gibbsitique	Allotérite kaolinitique Isaltérite

- La cuirasse pisolitique de la colline 216 paraît être, comme la cuirasse fragmentaire du Mont Tato, l'ultime témoin d'un ancien profil d'altération: c'est ce que confirmera l'étude des processus de transformation, qui sera présentée dans la suite de ce chapitre.

- La cuirasse fragmentaire argilo-ferrugineuse allotéritique: l'état de cette cuirasse, enrichie en oxyde de fer et en argile, est la conséquence des transformations, et en particulier de la pisolitisation de celle qui la surmonte. Ceci sera étudié au chapitre VI.

- La cuirasse massive alumineuse isaltéritique, présente dans les deux profils, s'est développée directement à partir d'une isaltérite gibbsitique. Elle correspond à une reprise de l'altération avec enfoncement.

- La cuirasse alumineuse inférieure du Mont Tato n'a son équivalent que dans les nodules alumino-ferrugineux de l'horizon supérieur d'alloté-rite de la colline 216. Ces nodules résultent eux-mêmes de la fragmentation et de la dégradation sur place (LEPRUN, 1977) d'une ancienne cuirasse massive alumino-ferrugineuse.

- L'altération récente est gibbsitique sur le Mont Tato, kaolinitique sur la colline 216. La différenciation de ces milieux géochimiques est, bien sûr, liée à la position topographique des profils. Sur la colline 216, le niveau phréatique est proche de son équilibre avec le niveau de base hydrographique local; et l'on peut envisager qu'une accumulation remontante de kaolinite de l'aval vers l'amont (BOCQUIER, 1971; BOULET, 1974), conditionne la dégradation par la base de la cuirasse massive alumineuse.

III. LA CUIRASSE ALUMINEUSE PISOLITIQUE

Cette cuirasse pisolitique n'est pas homogène. On observe une variation continue des faciès entre des boules très ferrugineuses à pisolites peu individualisés, jusqu'à des boules très alumineuses à pisolites bien individualisés. On suivra donc cette variation des pisolites en partant des échantillons les plus ferrugineux de la base de la cuirasse.

Il convient auparavant d'effectuer un bref rappel bibliographique des travaux déjà réalisés sur les cuirasses pisolitiques d'origine "latéritique", ce qui nous amène à préciser la terminologie employée dans ce domaine.

Le faciès pisolitique très connu et souvent décrit dans les bauxites sédimentaires et les bauxites karstiques, a été également reconnu et étudié dans les bauxites, et cuirasses alumino-ferrugineuses d'altération en milieux intertropicaux: en Guinée (LACROIX, 1913; MAIGNIEN, 1958), au Ghana (BRUCKNER, 1957), au Cameroun (BELINGA, 1968; HIERONYMUS, 1980), dans l'Arkansas (MEAD, 1915; GORDON *et al*, 1958; KELLER, 1964), dans l'Orégon (ALLEN, 1948), en Inde (ROY CHOWDHURY *et al*, 1969; VALETON, 1972; BANERJI, 1965), au Vietnam (FRIDLAND, 1961), en Australie (GRUBB, 1970-1973; JEPSEN *et al*, 1974), en Côte d'Ivoire (ZANONE, 1971; GRANDIN, 1973; MPIANA, 1980), en Haute Volta (BOULET, 1974). Toutes les observations s'accordent sur la localisation la plus fréquente de ce faciès pisolitique en sommet de profil, et en discordance sur les horizons cuirassés sous-jacents. C'est d'ailleurs sur cette discontinuité, pour ce type de profil qu'a été fondée l'hypothèse, souvent évoquée, d'une origine détritique de ce faciès.

Cette localisation préférentielle des faciès pisolitiques est observée aussi au sommet de cuirasses ferrugineuses, au Nigéria (du PREEZ, 1952; JONES, 1965), en Afrique du Sud (FRANKEL *et al*, 1966), au Sénégal (NAHON et DEMOULIN 1971; NAHON, 1976).

Dans tous ces travaux, le terme *pisolite*, employé pour désigner toute concrétion sphérique ou ovoïde supérieure à 2 mm (PETITJOHN, 1957), est utilisé dans un sens très large. L'emploi des termes *concrétions, pisolites, pseudopisolites* est souvent ambigü, et il n'est pas toujours possible de déterminer si les auteurs définissent une structure concentrique, une structure avec ou sans cortex, ou une structure non concentrique avec une forme simplement sphérique. Dans de nombreux cas, le terme de pisolite est employé indifféremment, sans correspondre à des caractères structuraux particuliers.

FRIDLAND (1961), pour sa part, a considéré trois types de concrétions: pisolitiques, alvéolaires et pseudo-concrétionnaires. NAHON (1971) définit les pseudopisolites en relation avec leur formation *in situ* dans les cuirasses, par opposition aux pisolites des roches sédimentaires, formés en milieu agité.VALETON (1972) fait une distinction entre texture pisolitique et texture concrétionnée, basée sur le diamètre des éléments, les concrétions ayant un diamètre supérieur à 20 mm. JEPSEN et SCHELLMANN (1974) distinguent pseudopisolites, concrétions et pisolites, ces derniers seuls présentant un cortex. KISELEV (1974), définit des pisolites authigènes, formés à partir d'éléments altérés, et des pisolites terrigènes, formés par accumulation à la partie supérieure des profils. On retrouve cette distinction dans les nodules de dégradation et les nodules d'accumulation décrits par NAHON (1976).

Les observations faites dans le présent travail nous montrent que la structure, la nature de ces pisolites, ainsi que leurs relations avec le fond matriciel, nous permettent de les assimiler aux "*glébules*" définis par BREWER (1964). Dans ce sens, ce sont des"traits pédologiques", individualisés au sein d'un plasma, mais dont la forme et la situation sont incompatibles avec une genèse "in situ" dans un vide. Les glébules, de forme sphéroïdale à ellipsoïdale, comprennent des *nodules* à structure indifférenciée, des *concrétions* à structure concentrique et des *septarias* (au sens de BREWER) à structure radiale et concentrique. Dans tous les cas, ils constituent des unités discordantes sur le fond matriciel environnant, discordance de composition ou discordance structurale, ou les deux sortes de discordance. La septarisation, étant un phénomène additionnel, ceci nous mène à distinguer dans le faciès pisolitique : les *pisolites simples ou nodules*, les *pisolites complexes ou concrétions*.

1 - LES PISOLITES SIMPLES OU NODULES.

Les pisolites simples ou nodules, du sommet de la bauxite de Lakota, appartiennent à deux générations successives: des *nodules relictuels* d'une cuirasse alumino-ferrugineuse qui s'individualisent en formant un plasma internodulaire, puis des *nodules "plasmiques"* qui s'individualisent à partir de ce même plasma internodulaire.

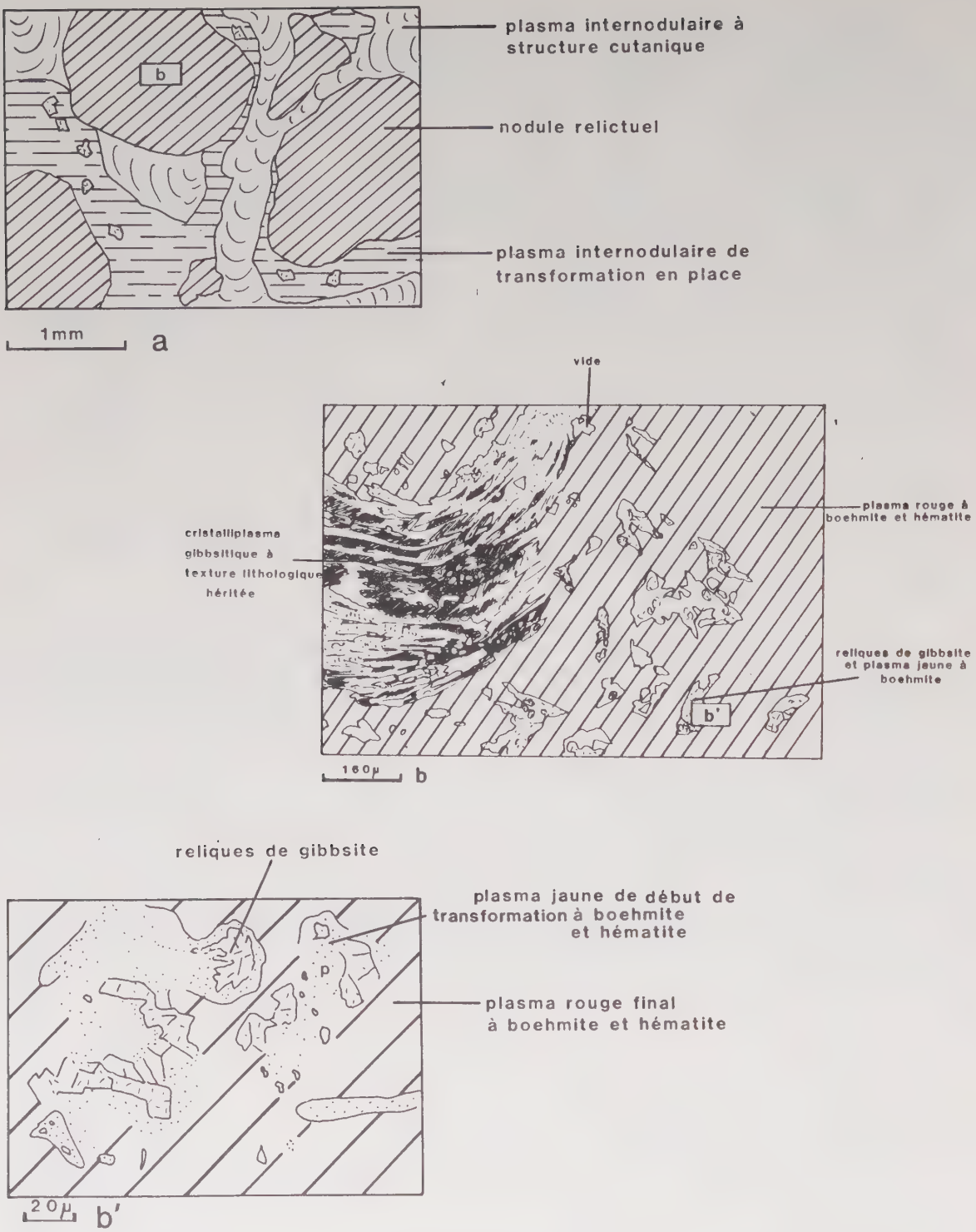


Figure 39: a) Nodules relictuels de cuirasse et plasmas internodulaires
b) Envahissement par le fer dans un nodule relictuel
b') Transformation du cristalliplasma à gibbsite en plasma boehmitique et en plasma hématitique et boehmitique.

a) L'individualisation de nodules relictuels de cuirasse et leur dégradation à l'origine de plasmas internodulaires.

- L'individualisation de nodules relictuels.

A la base de cet horizon de cuirasse pisolitique, se localisent des *nodules relictuels* (fig.39a). Leur texture est très voisine de celle de la cuirasse fragmentaire alumino-ferrugineuse observée au sommet de la formation bauxitique sur granite du Mont Tato, dans laquelle avaient été reconnus l'envahissement par le fer, la dissolution de la gibbsite et l'apparition d'un peu de boehmite. Ces reliques de cuirasse sont ici également constituées d'un *cristalliplasma gibbsitique*, dont l'envahissement par un *plasma ferrugineux hématitique* s'accompagne de la transformation d'une partie de la gibbsite en boehmite.

. *Le cristalliplasma gibbsitique:* les cristaux de gibbsite sont relativement grands (250µ), isolés ou assemblés en plages de forme quelconque (fig.39b). Quelques unes de ces plages montrent des alignements, témoins de textures lithologiques héritées, mais cependant difficilement identifiables. Les cristaux de gibbsite présentent également des *figures de dissolution* (fig.39b') dans lesquelles pénètre le plasma ferrugineux. On observe ainsi un émiettement du cristal de gibbsite, qui gagne de la périphérie vers le centre. La disparition de la gibbsite s'accompagne généralement de la formation d'un *plasma d'aspect amorphe jaune*, très rapidement envahi par le fer.

. *Le plasma ferrugineux* est rouge très foncé, presque totalement opaque. Il enserre les cristaux de gibbsite et les traces de plasma jaune, sans limites parfaitement nettes en raison de sa pénétration. La présence de nombreux pores résiduels donne localement à ce plasma un aspect réticulé, sans rapport avec une quelconque texture originelle.

Des analyses faites à la microsonde, indiquent que les plasmas jaunes sont principalement alumineux et que les plasmas ferrugineux contiennent, en proportion égale, fer et alumine.

Les constituants minéralogiques déterminés par diffraction des rayons X sont la gibbsite, l'hématite, la boehmite et un peu d'anatase. Seule la gibbsite est identifiable au microscope. Les pics, bien positionnés de l'hématite (3.67 Å, 2.69 Å et 2.51 Å) permettent de vérifier qu'il n'y a pas de substitution d'Al dans le réseau de l'hématite*. La boehmite, d'abord localisée dans les plasmas jaunes, est ensuite étroitement mélangée à l'hématite du plasma rouge ferrugineux.

Ainsi, à partir d'une cuirasse alumino-ferrugineuse, des *nodules relictuels s'individualisent par concentration centripète de fer;* cet envahissement par le fer se traduit par la formation d'un *plasma hématitique* et *boehmitique*, en partie aux dépens d'un *cristalliplasma gibbsitique, qui se déstabilise et se transforme en boehmite.*

---

* La recherche et la mesure de ces taux de substitution par étude comparative en diffraction des rayons X du déplacement des pics de l'hématite, ont été réalisées par H.PAQUET à l'Institut de Géologie de Strasbourg.

- La dégradation centripète des nodules relictuels.

Ces nodules relictuels ainsi individualisés sont eux-mêmes l'objet d'une *dégradation centripète*, qui se propage des zones externes vers les zones internes du nodule; en effet, de petites reliques de nodules persistent dans le plasma internodulaire et témoignent du sens de propagation de cette dégradation (fig.40). Chaque nodule relictuel, de forme subsphérique, de contour irrégulier, est ainsi isolé dans des *plasmas internodulaires*, qui présentent deux types de caractères:

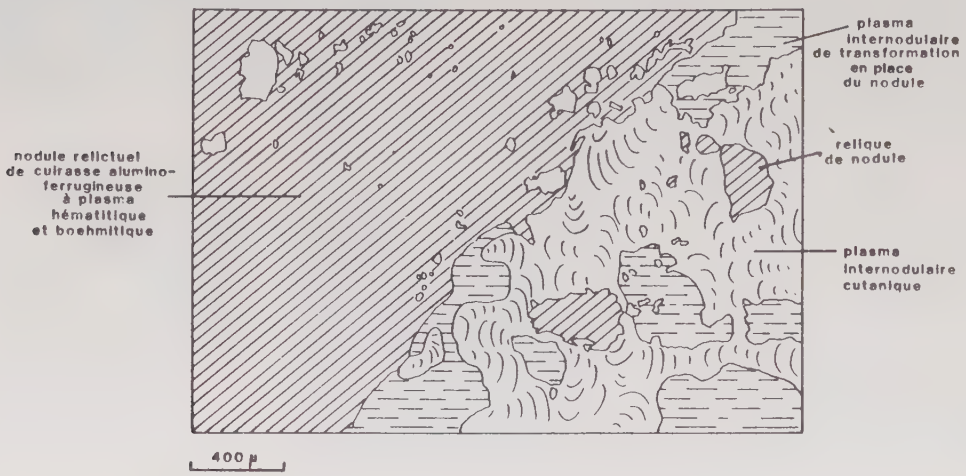


Figure 40: Dégradation centripète d'un nodule relictuel.

. *caractères de plasma de transformation sur place*; la limite peu nette entre les nodules relictuels et le nouveau plasma est marquée par une légère décoloration et par l'effacement de la texture poreuse du nodule,

. *caractères de plasma cutanique*, présentant des structures cutaniques (microlitages, orientations) dues à des réorganisations sur place du plasma de transformation et à des transferts.

Dans les deux cas, il y a analogie de composition minéralogique et chimique des plasmas internodulaires avec les nodules relictuels. En effet, des analyses diffractométriques aux rayons X, réalisées sur l'ensemble de ces plasmas internodulaires, indiquent qu'ils sont formés de boehmite, de gibbsite et d'hématite, mais qu'ils sont *plus riches en boehmite* et moins riches en gibbsite que les plasmas des nodules relictuels.

Ainsi, *la dégradation centripète des nodules relictuels alimente un plasma internodulaire*, dont les deux constituants principaux, *boehmite et hématite*, sont étroitement liés.

b) L'individualisation de nodules "plasmiques" à partir des plasmas internodulaires (fig.41).

Ce terme de *nodules "plasmiques"* est utilisé pour bien souligner que ces nodules s'individualisent au sein même *d'un plasma internodulaire et non d'un fond matriciel*. Trois différenciations successives s'observent lors de leur individualisation .

- Dans un plasma internodulaire à hématite et boehmite, s'isolent des glébules très simples, de taille millimétrique,sphériques, ne présentant aucune discordance majeure avec le plasma environnant. Mais dans ces nodules, s'établit une nouvelle *répartition du fer*. En effet, la zone périphérique s'opacifie, alors que la zone interne s'éclaircit (fig.41 a et b). Des microanalyses chimiques indiquent pour la première 50% Fe_2O_3 et 50% Al_2O_3, et une proportion relative toujours plus élevée d'alumine pour la seconde.

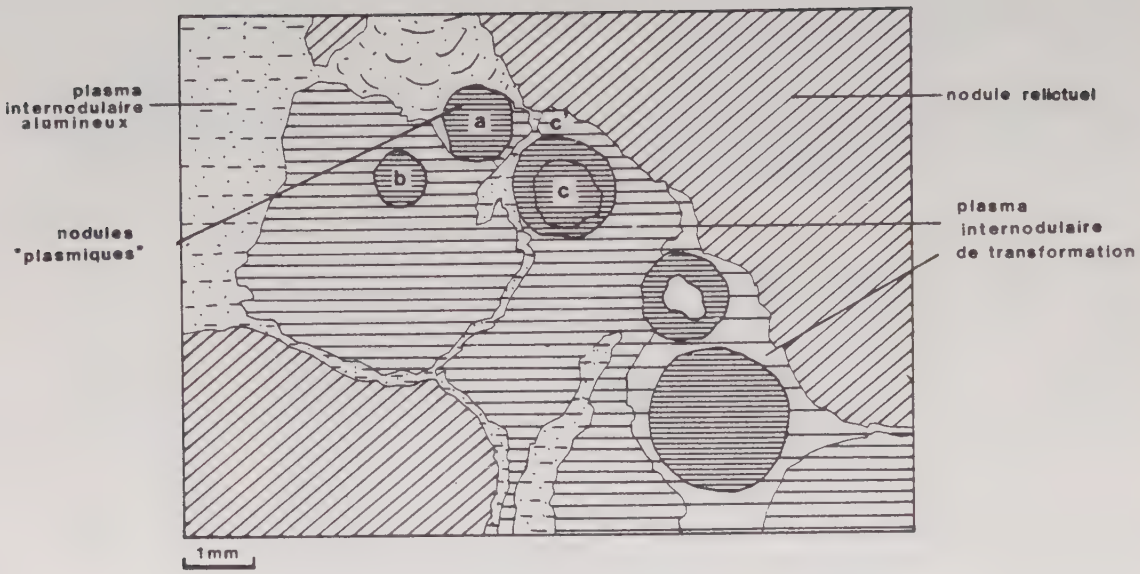
Cette *première différenciation,intranodulaire*,se réalise donc par une *concentration centrifuge du fer*. Et si la zone interne est ainsi totalement déferruginisée, *la boehmite présente se déstabilise et se transforme en gibbsite* (fig. 41c).

- Ces nodules"plasmiques" ainsi zonés, sont toujours limités par un *liséré périnodulaire*, boehmitique ou gibbsitique, dont la formation progressive est également liée à une déferruginisation (fig.41a, b, c). Mais cette déferruginisation se propage à partir du plasma internodulaire, et elle est postérieure à l'individualisation du nodule, puisque sa limite recoupe la zone externe ferrugineuse (fig.41 c'). Il s'agit donc d'une déferruginisation périphérique centripète et postérieure qui laisse sur place un plasma clair, alumineux, d'aspect amorphe, qui est en fait constitué de boehmite cryptocristalline, à partir duquel cristallise la gibbsite jusqu'à former un liséré périnodulaire entièrement gibbsitique. Parfois, ce plasma périnodulaire lui-même est partiellement ou totalement dissous et remobilisé, et il ne subsiste plus, à sa place, qu'une fissure périnodulaire.

Ainsi, *cette deuxième différenciation,périnodulaire*, réalisée par une *concentration centripète du fer*, est à l'origine d'un *liséré périnodulaire*, dans lequel intervient également la *déstabilisation de la boehmite et sa transformation en gibbsite*.

Ces deux différenciations géochimiques induisent des *zonations concentriques* dans les nodules "plasmiques". Ainsi débute la transformation structurale de ces nodules en concrétions.

- On observe de plus, que le plasma internodulaire, aussi bien que les nodules "plasmiques" alumino-ferrugineux, bordés par un liséré de gibbsite bien cristallisée, peuvent être tous deux recoupés par un front de déferruginisation (fig.42). Derrière ce front de déferruginisation il ne subsiste plus qu'un plasma blanc laiteux boehmitique, présentant localement quelques recristallisations de gibbsite, dans lequel les *nodules "plasmiques" devenus uniquement alumineux* ne se distinguent que par leur liséré de gibbsite.



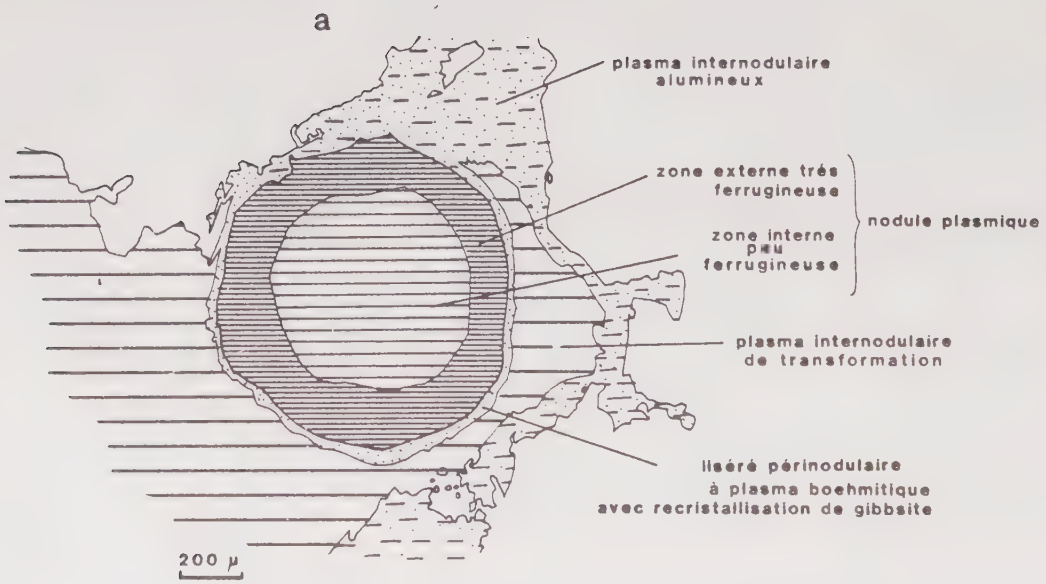


Figure 41: Individualisation de nodules "plasmiques" à partir des plasmas internodulaires.

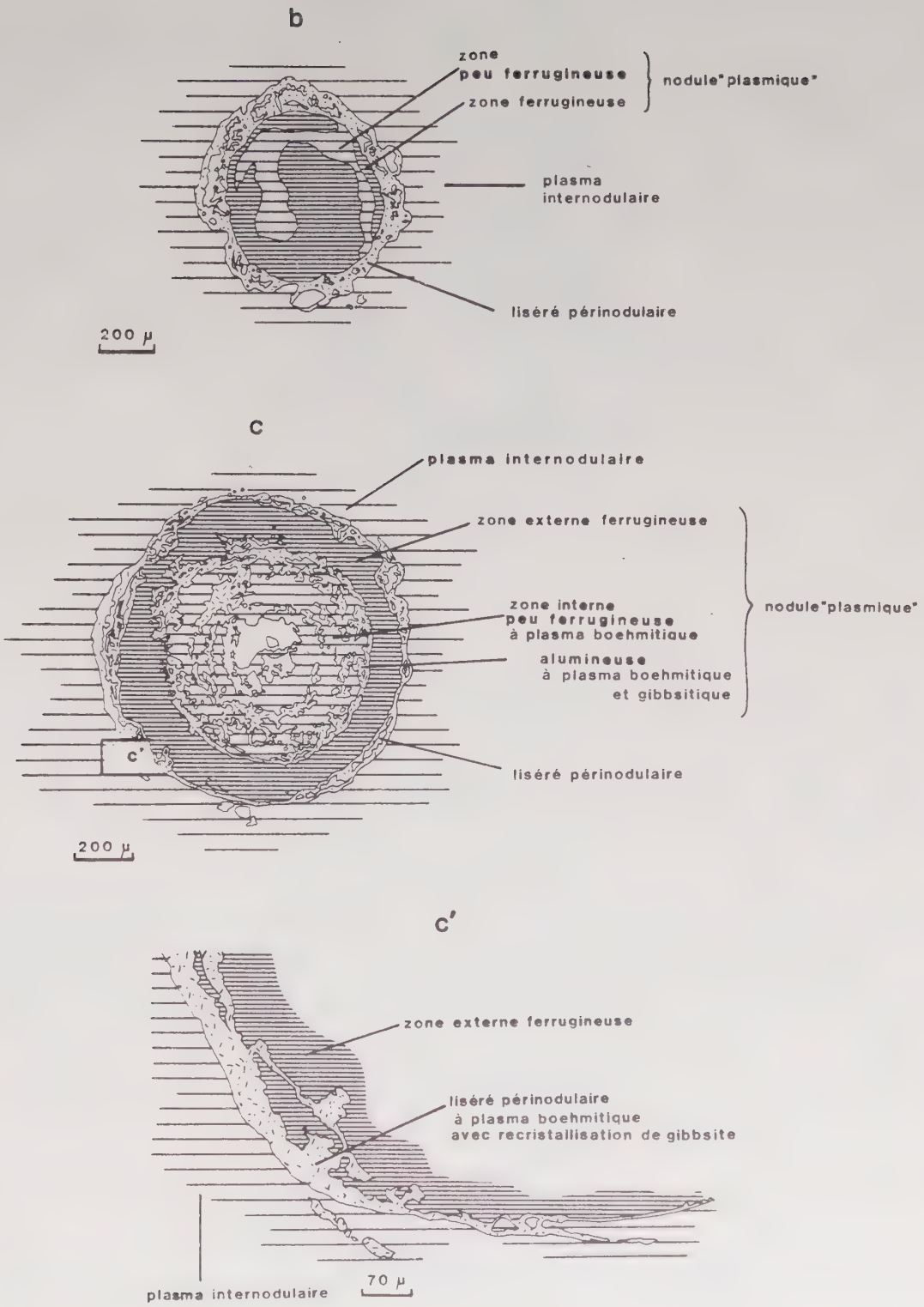


Figure 41 (suite): Individualisation de nodules "plasmiques" à partir des plasmas internodulaires.

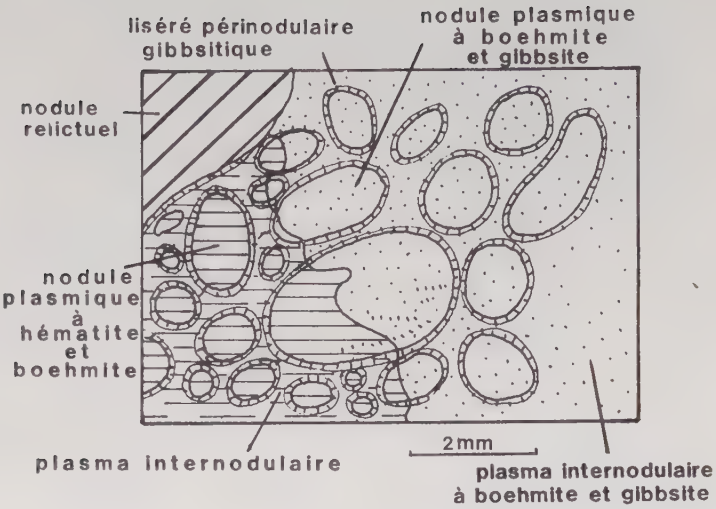


Figure 42: Formation de nodules alumineux par déferruginisation de nodules alumino-ferrugineux.

Ainsi, par cette *troisième différenciation, transnodulaire*, due à la propagation d'un front de déferruginisation, *nodules "plasmiques" et plasmas internodulaires deviennent uniquement alumineux.*

En conclusion, les nodules "plasmiques" s'individualisent à partir d'un plasma originel à boehmite et hématite par le jeu de *simples différenciations chimiques*. Pour chacune de ces différenciations, intrapéri et transnodulaire, les redistributions du fer, successivement centrifuges et centripètes, ont un rôle prépondérant. C'est uniquement dans les zones totalement déferruginisées que se développent la déstabilisation de la boehmite et sa transformation en gibbsite. Cette transformation minéralogique est à l'origine de discontinuités structurales comme celles qui correspondent à un début de cortification intranodulaire et à la formation du liséré périnodulaire.

c) Conclusion sur la formation des pisolites simples.

Les différents stades de la nodulation à l'origine des pisolites simples sont schématisés sur la figure 43.

On a ainsi défini la filiation de deux sortes de nodules :

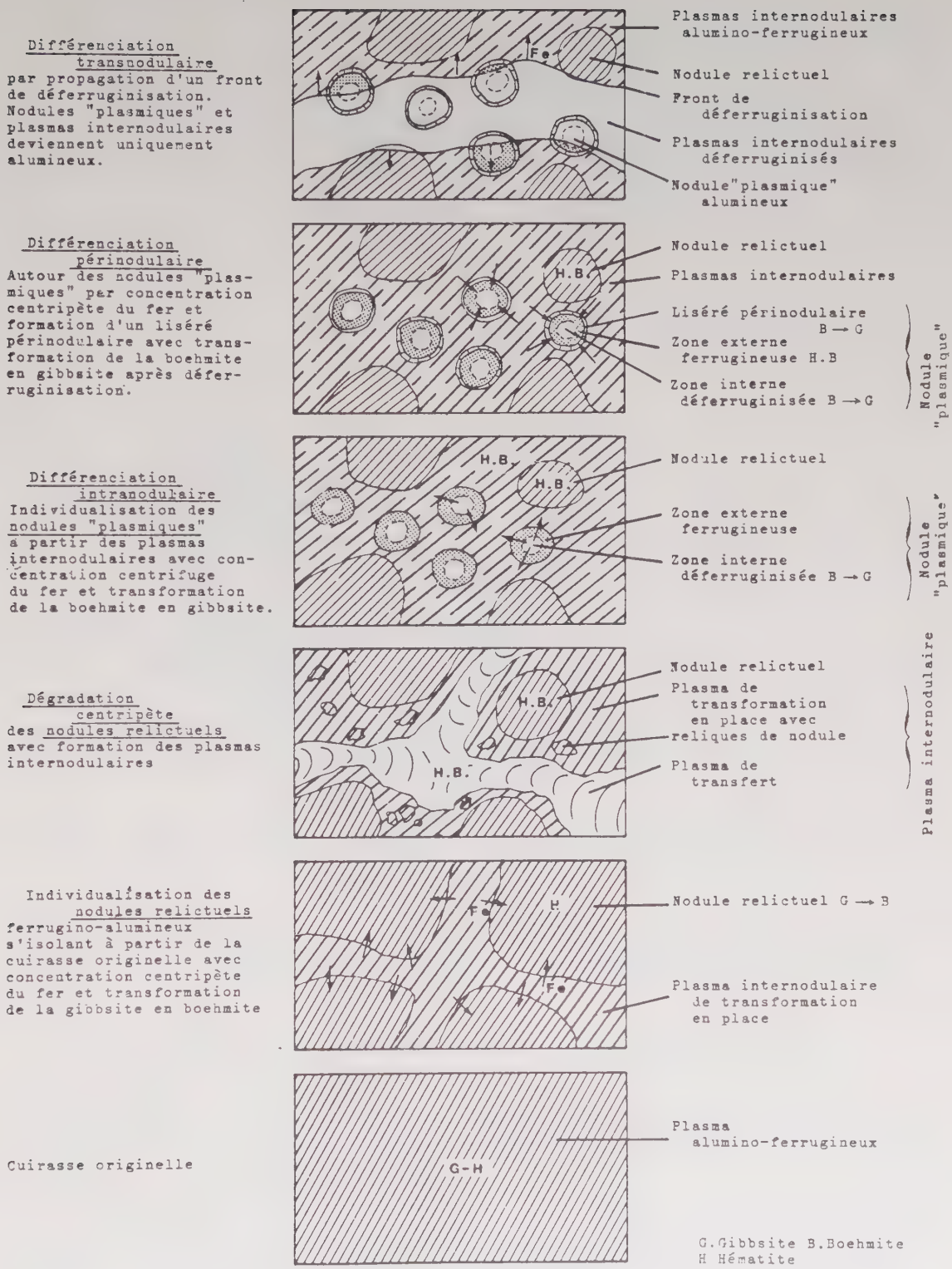


Figure 43: Les différents stades de la formation des pisolites simples.

- les *nodules relictuels* de cuirasse, alumino-ferrugineux à structure indifférenciée, et peu individualisés, issus d'une cuirasse alumino-ferrugineuse.

- Les *nodules "plasmiques"*, alumino-ferrugineux, ou uniquement alumineux, à début de structure zonée, bien individualisés par la présence d'un liséré périnodulaire, issus de plasmas internodulaires qui proviennent eux-mêmes de la dégradation des nodules relictuels précédents.

2 - LES PISOLITES COMPLEXES OU CONCRETIONS

Nous avons réservé le nom de *"concrétions" aux pisolites complexes* et le trait principal de cette complexité est la distinction d'un *noyau* et d'un *cortex*. Dans le faciès pisolitique étudié, le noyau est constitué d'un nodule relictuel ou d'un nodule "plasmique". Mais il peut être formé aussi par un fragment de nodule (relictuel ou plasmique), un fragment de concrétion antérieurement formée ou un fragment de cutane (papule).

Ces concrétions sont isolées dans un plasma, qu'il nous faut désigner clairement. Or nous avons vu que les concrétions, comme les nodules, font partie de ces figures discordantes sur le plasma, que BREWER a nommées "glébules". Nous dirons donc *plasma interglébulaire*.

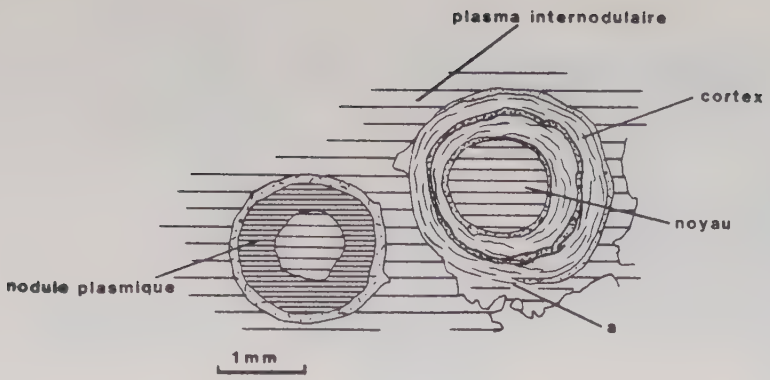
Concrétions et plasmas interglébulaires ont des compositions variées qui peuvent être alumino-ferrugineuses ou alumineuses.

a) L'individualisation des concrétions alumino-ferrugineuses et la formation des cortex.

La cortification peut se produire soit à l'intérieur, soit à l'extérieur de nodules "plasmiques" avant dégradation, soit aussi à l'extérieur de tout glébule (nodule relictuel, nodule plasmique, concrétion, papule) après dégradation.

- Les cortifications de nodules "plasmiques" avant dégradation.

. Le premier type de concrétion paraît résulter d'une transformation directe des nodules "plasmiques", par une *différenciation* qui est interne au nodule, mais qui concerne sa *zone externe ferrugineuse*. En effet, le cortex est formé d'une alternance de couches sombres et de couches claires, aux limites toujours diffuses, indiquant une déferruginisation progressive. Cette redistribution lente du fer, centrifuge, s'accompagne d'une réorganisation concentrique du plasma (fig.44 et Pl.IX ph.53). La gibbsite peut cristalliser dans les zones claires totalement déferruginisées; mais ce cas n'a été que rarement observé, le milieu restant très ferrugineux. Dans ces concrétions, de même taille que celle des nodules "plasmiques", il y a continuité entre noyau et cortex. Le liséré périnodulaire initial est généralement conservé, mais peut être effacé s'il y a enrichissement en fer du plasma interglébulaire.



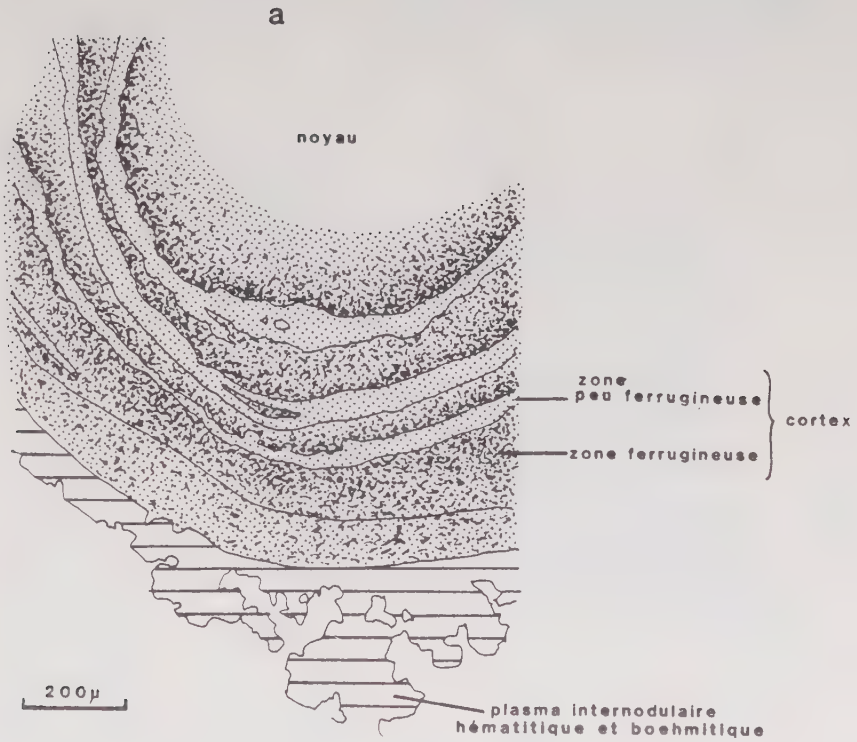


Figure 44: Individualisation d'une concrétion alumino-ferrugineuse par cortification interne dans un nodule "plasmique".

Ainsi ces concrétions alumino-ferrugineuses s'individualisent par *cortification interne,* au nodule "plasmique" lui-même, liée à une *différenciation centrifuge du fer.*

. Le deuxième type de concrétion est d'un diamètre toujours supérieur à celui du nodule "plasmique" initial. Ces concrétions sont noyées dans un *plasma interglébulaire* nourri, nous le verrons, par plusieurs phases de dégradation.

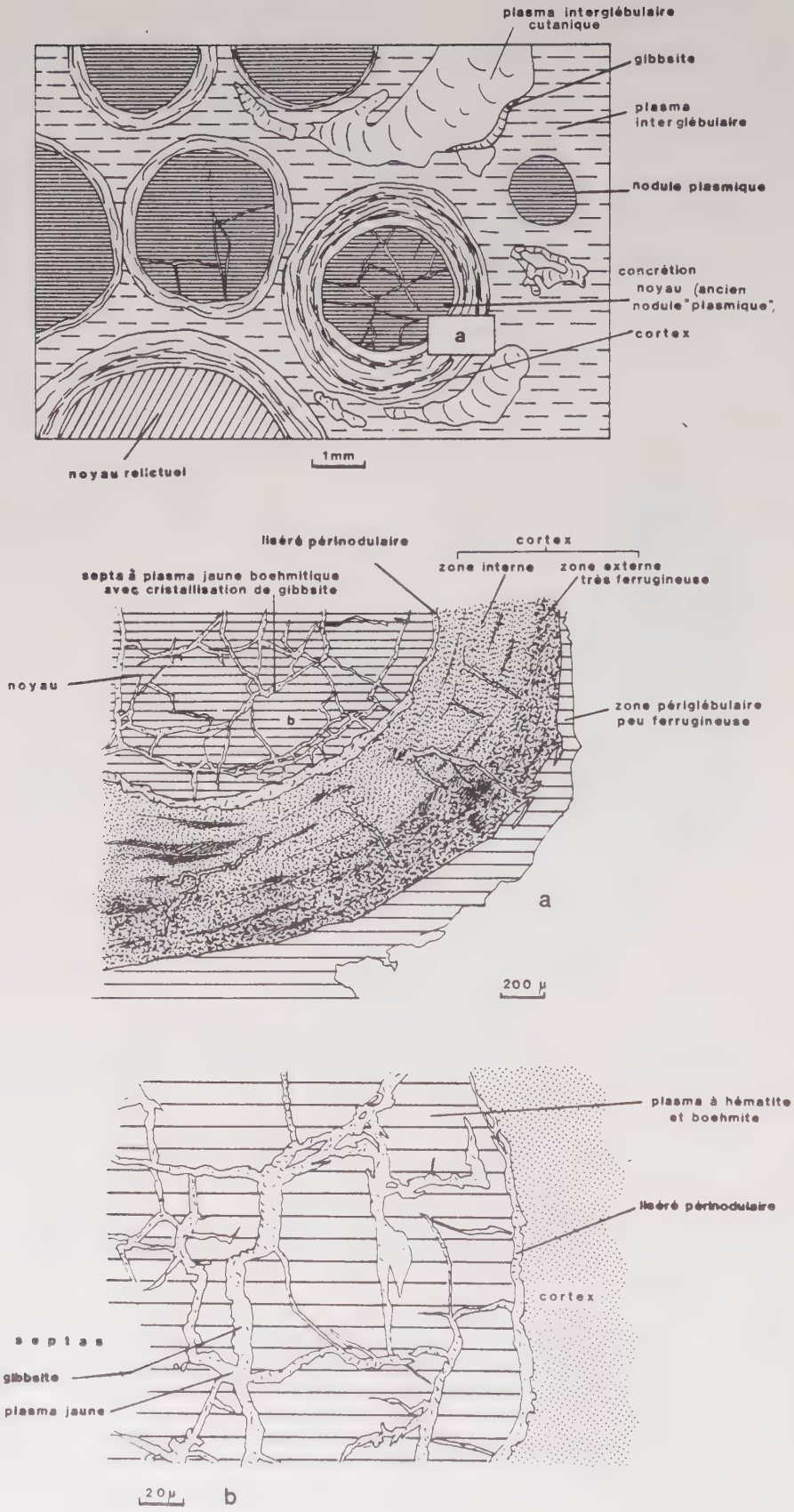


Figure 45: Concrétions alumino-ferrugineuses formées par cortification externe autour d'un nodule plasmique.

Le *noyau* est sphérique et sa structure est identique à celle d'un nodule "plasmique". Ainsi, la zone externe est souvent plus ferrugineuse que la zone centrale. Il est limité par un *liséré périnucléaire*, souligné par des recristallisations de gibbsite (fig.45), qui correspond à un ancien liséré périnodulaire.

Le *cortex* comprend, en général, une zone interne plus claire, plus alumineuse, et une zone externe plus sombre, plus ferrugineuse, organisées concentriquement par rapport au noyau. Cette organisation résulte d'une différenciation du *plasma interglébulaire* sous l'influence d'une migration centrifuge lente du fer (fig.45 a).

Cortex et plasma interglébulaire sont séparés par un *liséré périglébulaire*, dont l'origine est semblable à celle des lisérés périnodulaires des nodules "plasmiques". Ainsi le cortex correspond à l'individualisation dans le plasma interglébulaire, de zones concentriques aux nodules déjà existants. En ce sens, il est possible de parler *d'accrétion* ou de *cortification externe*.

Des microanalyses chimiques réalisées dans des concrétions (fig.46) montrent que les deux constituants des plasmas sont Fe et Al. La couche externe du cortex est très ferrugineuse (80% Fe_2O_3 - 20% Al_2O_3). C'est en bordure de cette couche que se différencie le liséré périglébulaire, dont le plasma a pu être totalement remobilisé.

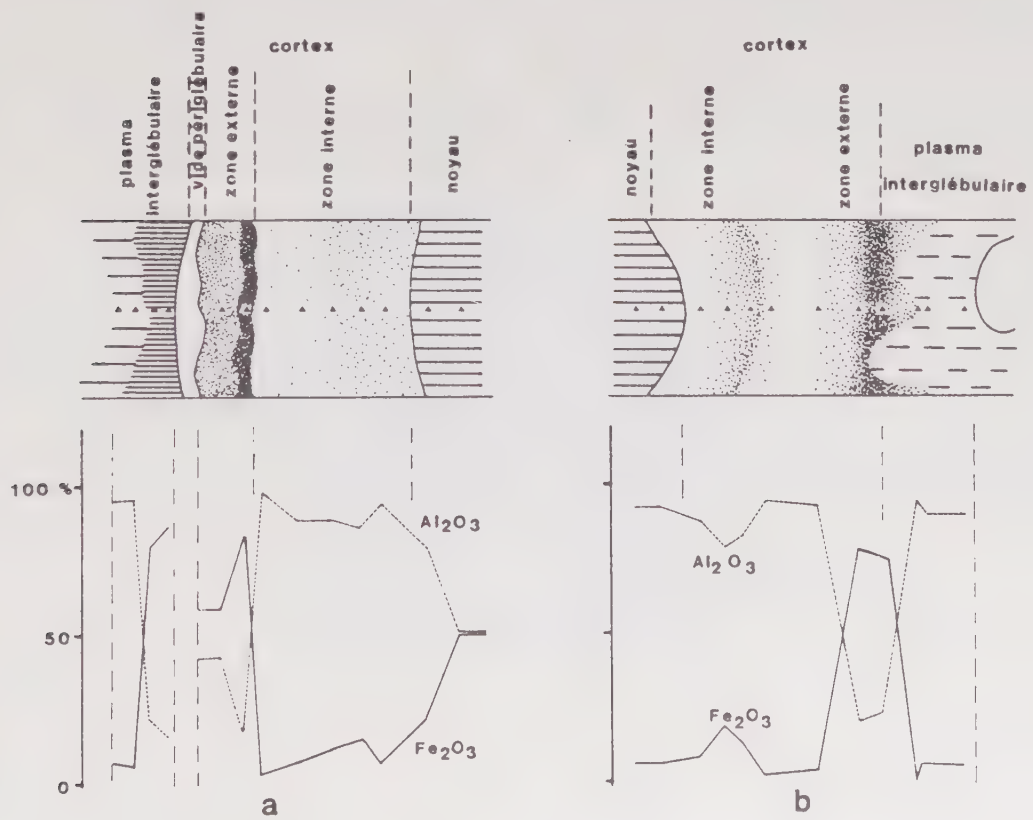


Figure 46: Microanalyses chimiques dans des concrétions alumino ferrugineuses.

Ainsi par *cortification interne ou externe*, les nodules "plasmiques" se transforment en concrétions, que l'on qualifiera de *"vraies"*. La réorganisation des plasmas, des noyaux et des cortex, est due pour l'essentiel à une redistribution du fer sur de très courtes distances. On est donc amené à considérer des potentiels d'oxydo-réduction légèrement différents d'un micromilieu à l'autre au sein des plasmas et des glébules.

- Les cortifications externes autour de glébules dégradés.

. De la même manière que la dégradation des nodules relictuels nourrit le plasma internodulaire initial dans lequel s'individualisent nodules "plasmiques" et concrétions vraies, d'autres phases de dégradation peuvent intervenir avant l'accrétion d'un cortex. A chacune de ces phases, tous les glébules présents sont susceptibles d'être soumis à cette *dégradation périphérique* centripète de leur plasma, et ils sont ainsi détruits le plus souvent partiellement. C'est ainsi qu'à côté des nodules relictuels à fragments de cuirasse originelle, on pourra observer des glébules constitués eux-mêmes de fragments de nodules plasmiques, de concrétions ou de cutanes. Comme les nodules relictuels, tous ces *glébules de dégradation* se caractérisent par l'absence d'un liséré périglébulaire et la présence de petites reliques dans le *plasma interglébulaire* proche du glébule dégradé.

Chacun de ces nodules peut par cortification externe devenir le noyau d'une concrétion, dont le cortex recoupera les dégradations périphériques antérieures (fig.47, 48 et pl.IX ph.48, 49, 50).

Toutes ces concrétions, dont le noyau a subi des dégradations périphériques, décelées par l'absence partielle ou totale d'un liséré périnucléaire et un cortex sécant sur le noyau, sont considérées ici comme des *pseudoconcrétions*.

. La plupart des nodules "plasmiques" qui forment les noyaux des concrétions vraies sont soumis avant la cortification à des *dégradations internes* se présentant sous forme de plans, de lignes ou de points,(septa), le plus souvent disposés radialement. Cette *dégradation interne* ou *septarisation* est une déferruginisation qui se propage à partir de la périphérie du nodule; elle ne laisse en place qu'un plasma jaune à boehmite, dans lequel apparaît progressivement la gibbsite (fig.45). Si à cette septarisation fait suite une dégradation périphérique centripète, la trace de certaines extrêmités distales de septa se retrouvent noyée dans le cortex (fig.49).

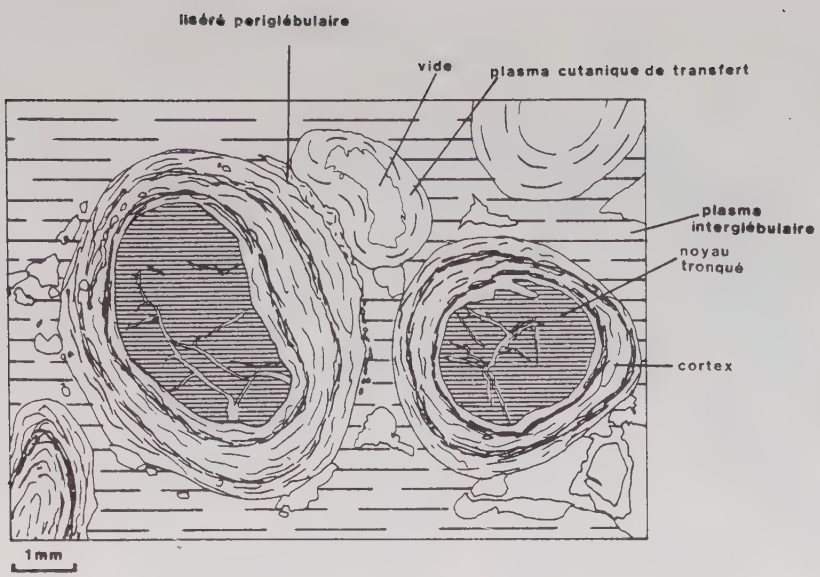


Figure 47: Pseudoconcrétions alumino-ferrugineuses formées par cortification externe autour d'un nodule"plasmique" ayant subi une phase de dégradation.

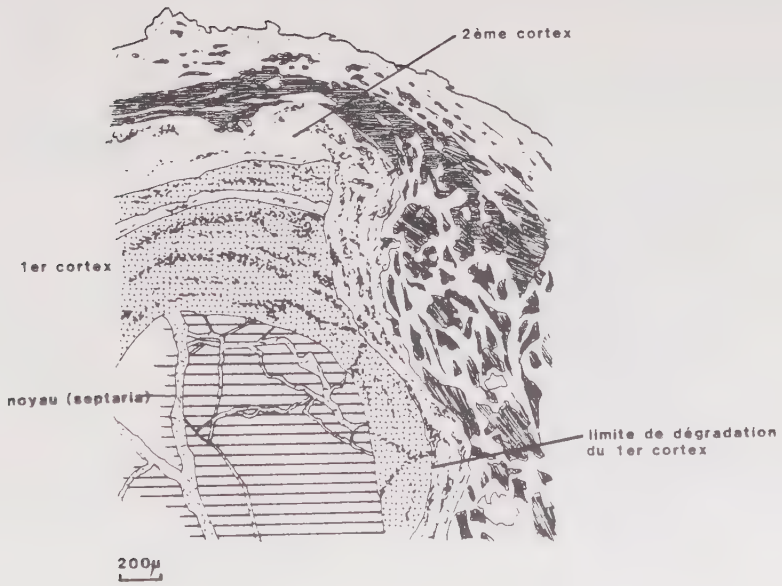


Figure 48: Accrétion d'un deuxième cortex autour d'une concrétion alumino- ferrugineuse partiellement dégradée.

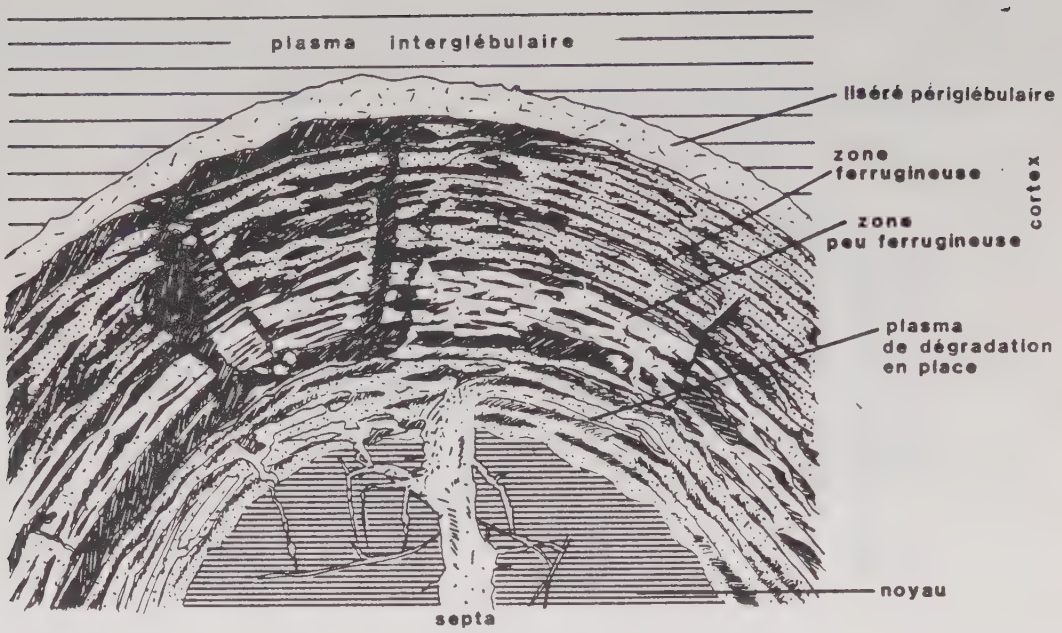


Figure 49: Concrétion alumino ferrugineuse.
Le noyau a subi une phase de dégradation avant l'accrétion du cortex. Absence du liséré périnucléaire et prolongement des septas dans la zone interne du cortex.

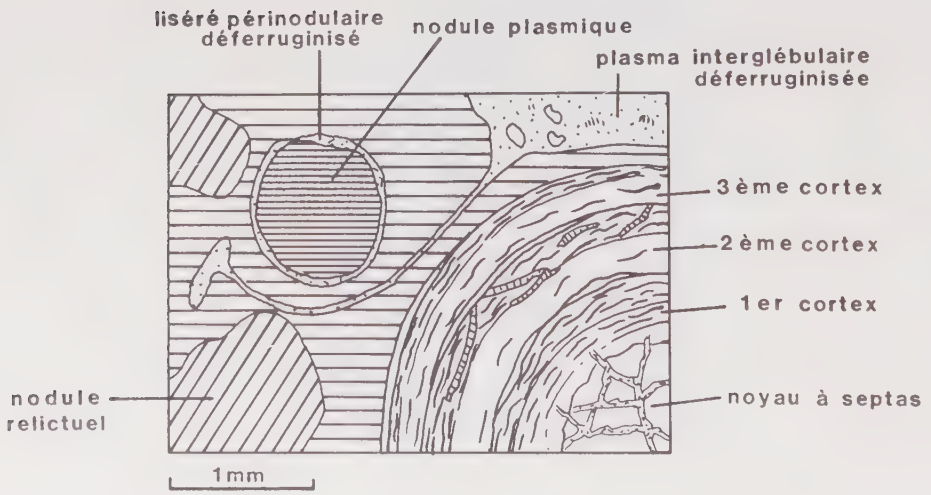


Figure 50: Concrétion alumino-ferrugineuse avec noyau à septa et trois cortex.

- Les cortifications complexes.

On observe dans ce faciès pisolitique de Lakota, une complexité croissante dans l'organisation interne de la structure des pisolites. Ainsi, certaines concrétions présentent jusqu'à trois cortex nettement différenciés (fig.50); des cortex supplémentaires peuvent s'adjoindre sur des concrétions ayant subi une dégradation périphérique (fig.48); des fractions de plasmas cutaniques peuvent être intégrées aux cortex (fig.51b).

Lorsqu'une concrétion possède plusieurs cortex (fig.50), la limite externe de chaque cortex peut être marquée par un liséré péricortical à gibbsite, ou un vide fissural, trace de l'ancien liséré périglébulaire, à condition que le glébule formant le nouveau noyau n'ait pas subi de dégradations périphériques, auquel cas le liséré se trouve totalement ou partiellement effacé. De plus, chaque cortex peut avoir été soumis, comme les nodules "plasmiques" à des dégradations internes(septarisation) et présenter ainsi un système de septas indépendant de celui du noyau ou des autres cortex.

- Conclusion sur les concrétions alumino-ferrugineuses.

Il apparaît donc que les évolutions glébulaires, qui conduisent aux concrétions s'opèrent par le jeu successif de phases de différenciation et de dégradation.

La phase de différenciation s'accompagne d'une redistribution centrifuge du fer, qui peut se fixer dans la zone externe des nodules et des cortex, ou même être partiellement éliminé vers les plasmas interglébulaires. Cette migration du fer sur de très courtes distances, conduit à l'individualisation des nodules et des cortex, avec création de structures concentriques.

A la phase de dégradation, dont la propagation est centripète, correspond la destruction partielle ou totale de nodules et de concrétions avec effacement des structures concentriques. Les plasmas de dégradation sont toujours moins riches en fer que ceux des glébules dont ils proviennent. Ces dégradations s'accompagnent donc d'une perte en fer. C'est aussi par des dégradations périphériques et internes, liées à une déferruginisation, que se forment les lisérés périnodulaires ou périglébulaires et les septa . Cette phase de dégradation peut correspondre à un milieu plus réducteur. Ce qui est perdu en fer au niveau de certaines dégradations, peut être regagné dans un micromilieu voisin, et participer ainsi à l'accrétion d'un cortex ferrugineux sur un autre glébule.

Ainsi, en raison de la succession de ces phases de dégradation et de différenciation, on peut observer dans ces faciès pisolitiques des nodules relictuels, des glébules dégradés, et des nodules "plasmiques" voisinant avec des concrétions de plus en plus complexes. Suivant le glébule originel, ces concrétions peuvent se répartir en:

. *concrétions vraies* ou pisolites vrais, dont le noyau est un nodule "plasmique".

. *pseudoconcrétions* ou pseudopisolites, dont le noyau est un glébule dégradé.

b) Les relations entre concrétions alumino-ferrugineuses et concrétions alumineuses.

Les *concrétions alumineuses* s'observent dans un fond matriciel alumineux ou faiblement ferrugineux. Comme pour les concrétions ferrugineuses, il est possible d'en distinguer deux types: les *concrétions vraies*, et les *pseudoconcrétions*.

- Les *concrétions vraies* sont de forme sphérique, à bord net, entièrement blanches à grises. Au microscope optique, deux zones peuvent être distinguées (fig.51):

. un noyau formé d'un plasma blanc à gris, avec cristallaria de gibbsite dans les septa.

. un cortex formé d'un plasma blanc-gris, à zones biréfringentes, qui donnent aux couches une orientation concentrique.

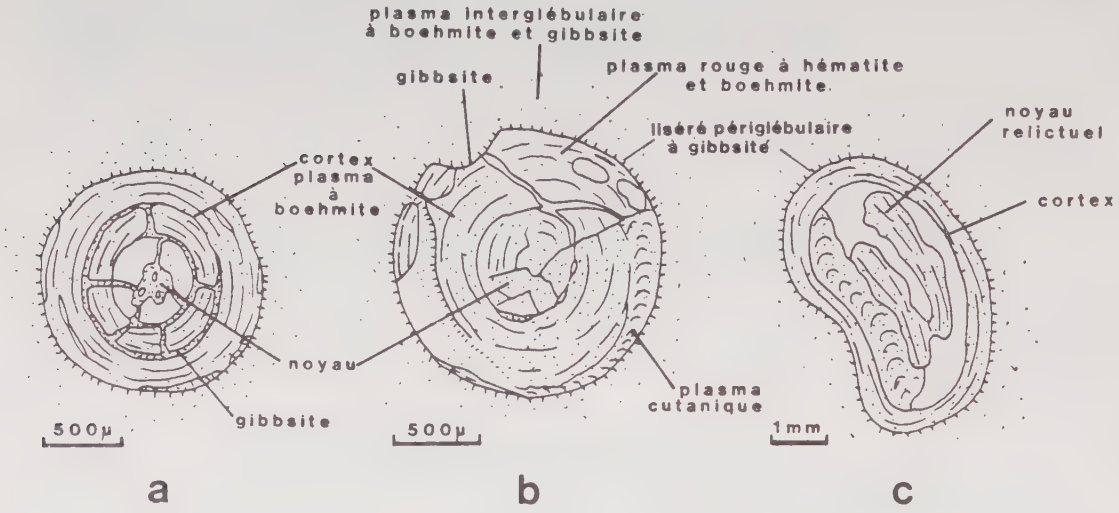


Figure 51: Concrétions alumineuses.
a) concrétions avec noyau à septa et deux cortex
b) concrétions complexes: cortex avec relique de plasma rouge à hématite et boehmite, et fraction de plasma cutanique.
c) pseudoconcrétion à noyau relictuel.

En diffraction des rayons X, ces plasmas alumineux apparaissent formés de boehmite et de gibbsite.

Certains cortex sont complexes et présentent deux ou trois couches successives. Chaque couche peut, comme pour les concrétions alumino-ferrugineuses, posséder son système de septa indépendant des septa du noyau. La présence de gibbsite dans les septa, n'est pas un critère général (pl.IX ph.51 et 53).

- Les *pseudoconcrétions* sont de forme sphérique à subsphérique. Leur noyau est formé d'un glébule ayant été soumis à une dégradation, d'un nodule relictuel ou même d'une papule cutanique (fig.51c).

Certaines concrétions sont complexes (fig.51b): autour d'un noyau à septa est figuré un cortex formé, pour partie, de couches concentriques, et, sur le bord externe, de ferrigibbsitanes. Le premier cortex a été soumis à une phase de dégradation. Dans le plasma de dégradation, se sont mis en place des cutanes (ferrigibbsitanes) inclus par la suite dans le nouveau cortex.

Ainsi, *les analogies structurales* sont grandes entre les *concrétions alumino-ferrugineuses et les concrétions alumineuses*. De plus, leur filiation est démontrée par la présence, dans presque toutes les concrétions alumineuses, de traces d'une ferruginisation antérieure, sous forme d'îlots ferrugineux résiduels à contours diffus, persistant dans le noyau ou le cortex (pl.IX ph.51 et 53). Certaines concrétions sont même traversées par un *front de déferruginisation*, qui coupe les structures concentriques et radiales, et est à l'origine d'une partie alumineuse blanche à boehmite et gibbsite. Lorsque les concrétions sont très ferrugineuses, leur déferruginisation peut aussi révéler des structures concentriques antérieurement masquées (pl.X ph.54). Cette déferruginisation est suivie de la déstabilisation de la boehmite et de la cristallisation de gibbsite principalement en bordure des vides (pl.X ph.55 et 58).

Enfin, le fait que l'on *n'observe pas de nodulation ou d'accrétion de cortex qui se réalisent dans des plasmas interglébulaires uniquement alumineux*, nous montre le *rôle déterminant du fer*, qui est à l'origine aussi bien des structures que des transformations minéralogiques qui conduisent des pisolites alumino-ferrugineux aux pisolites alumineux.

c) Les deux types de pisolites complexes.

Les principales étapes de la formation des pisolites complexes de Lakota ont été représentées sur la figure 52. Deux types de pisolites complexes se dégagent.

. *Les concrétions vraies*, sont issues de nodules "plasmiques" qui ont subi une cortification interne sans accrétion ou une cortification externe avec accrétion à partir du plasma interglébulaire, mais sans qu'il y ait dégradation préalable du noyau. Il y a dans ce cas conservation du liséré périnodulaire entre noyau et cortex (liséré périnucléaire).

. *les pseudoconcrétions* dont le noyau est un glébule (nodule "plasmique", nodule relictuel, concrétion, papule) ayant subi une dégradation périphérique. Il y a absence du liséré périnucléaire et le cortex est sécant sur le noyau.

On peut remarquer que la septarisation, qui correspond à des déferruginisations internes ne paraît affecter que les nodules "plasmiques" et les cortex.

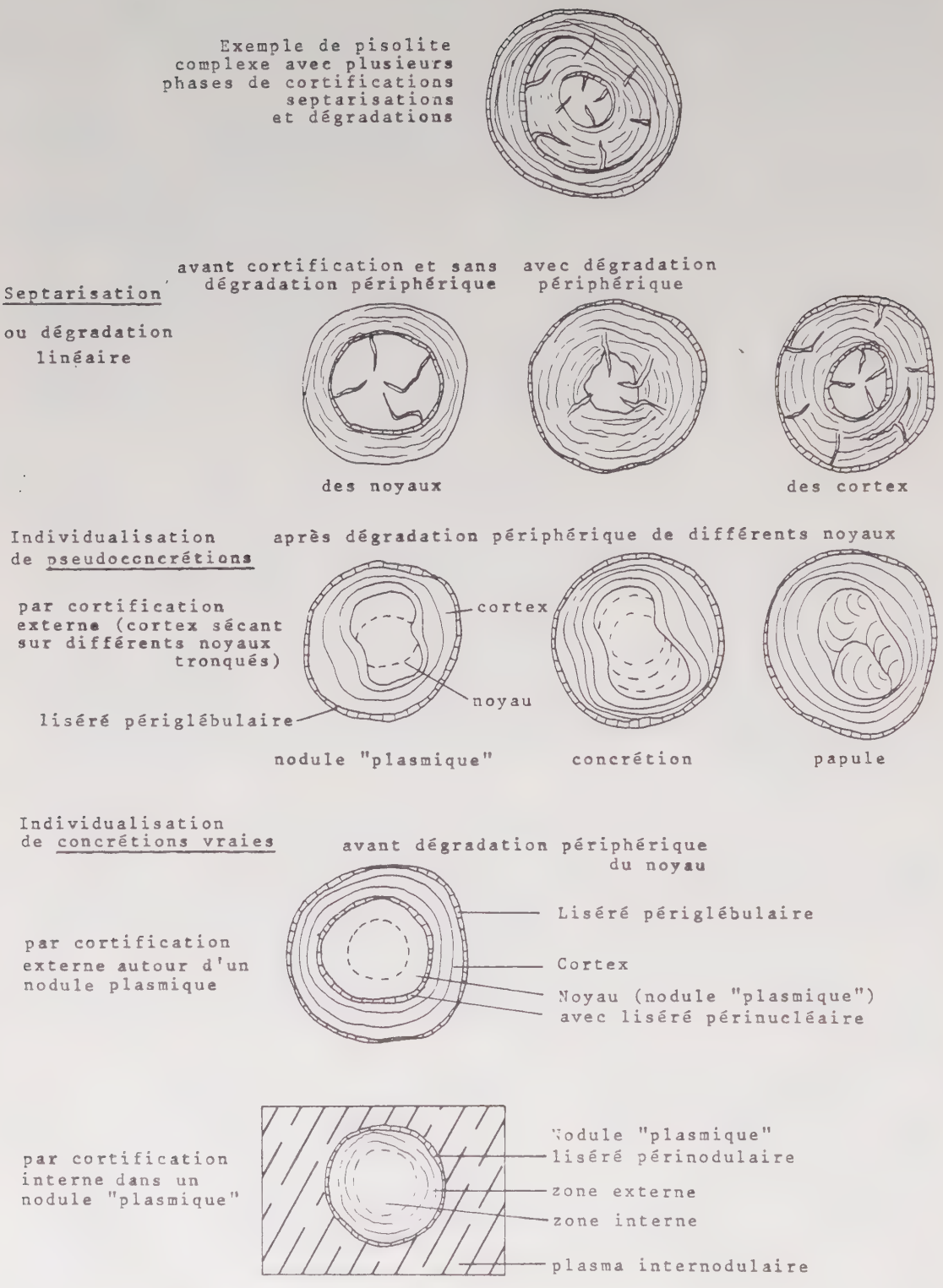


Figure 52: Les différents stades de la cortification à l'origine des pisolites complexes.

3- LES TRANSFORMATIONS DU PLASMA INTERGLEBULAIRE.

La formation des pisolites et leur évolution du pôle ferrugineux au pôle alumineux, sont en relation étroite avec le plasma interglébulaire, dont la structure et la composition dépendent de la *dégradation centripète* des glébules, et des *apports externes* (illuviation).

a) La dégradation centripète.

Elle intervient d'abord pour la formation du plasma internodulaire de dégradation originel, à partir d'une cuirasse alumino-ferrugineuse, et accompagne l'individualisation des nodules relictuels (fig.40).

Elle intervient aussi ultérieurement. Chaque phase de nodulation "plasmique" et de cortification est séparée par une phase de dégradation. Chaque nodule, chaque concrétion peut être ainsi soumis, à l'un ou l'autre moment de son histoire, à une dégradation centripète conduisant à sa destruction partielle ou totale (fig.47 et 48). Cette dégradation entraîne des modifications non seulement de structure mais aussi de composition. En effet, elle s'accompagne d'une redistribution avec élimination partielle du fer, et de la transformation de boehmite en gibbsite, dans les zones de plasma interglébulaire totalement déferruginisées.

b) Les apports illuviaux.

Les plasmas de dégradation peuvent subir des déplacements aboutissant à des réorientations et à la formation de structures cutaniques. Celles-ci sont de petite taille, très enchevêtrées et sans variation de composition.

Des apports illuviaux cutaniques s'inserrent dans les vides des plasmas de dégradation, ou même pénètrent les concrétions, à la faveur d'une cavité de dissolution. Ces dépôts sont, soit des ferrigibbsitanes, soit des gibbsitanes.

Les *ferrigibbsitanes* sont sous forme de grandes structures cutaniques. Rares dans les faciès très ferrugineux, ils sont abondants dans les faciès les plus alumineux. Intégrés au plasma interglébulaire, ces ferrigibbsitanes sont soumis aux évolutions propres à ces plasmas: ferruginisation et transformation de gibbsite en boehmite, dégradation conduisant à l'individualisation de *nodules relictuels à plasma cutanique* (fig.53 et pl.IX ph.52). Des fractions de plasma cutanique peuvent être englobées dans les cortex de concrétions existantes (fig.51b).

Les concrétions ayant pour noyau de tels plasmas cutaniques sont rares, comme si les apports illuviaux étaient intervenus tardivement dans l'évolution de la cuirasse, c'est à dire à un stade où la ferruginisation, moins importante, n'autorisait plus de différenciation à partir du plasma interglébulaire.

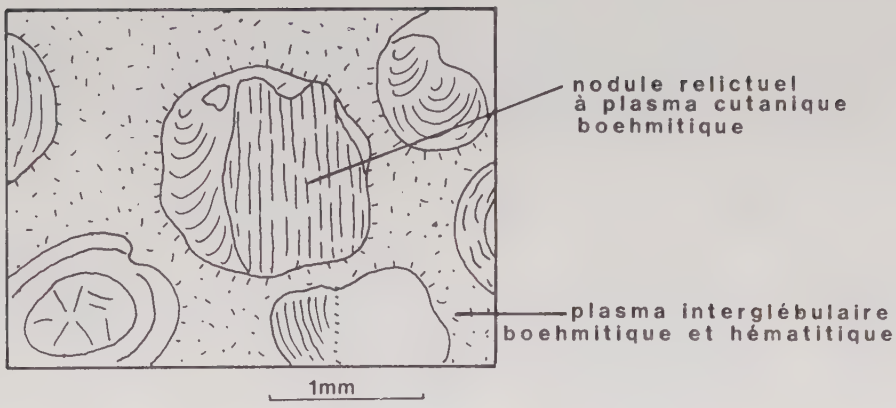


Figure 53: Individualisation d'un nodule par dégradation d'un plasma cutanique.

Les *gibbsitanes* sont formées à partir de migrations d'alumine en solution. La gibbsite cristallise en larges cristaux perpendiculaires aux parois des vides. Ainsi, presque généralement dans les faciès alumineux, les pisolites sont limités par un dépôt de gibbsite, qu'il est alors difficile de distinguer de la gibbsite cristallisée à partir des plasmas boehmitiques déferruginisés, sauf lorsque ce dépôt, parfaitement continu, enserre plusieurs pisolites.

4 - LA DEFERRUGINISATION.

Les microanalyses chimiques indiquent que les seuls éléments présents dans les glébules et les plasmas interglébulaires, sont le fer et l'aluminium en proportions variables, toujours accompagnés d'un peu de titane. *L'élimination du fer* est un phénomène général dans tous les échantillons de cuirasse à faciès pisolitique analysés. Cette élimination est *brutale* ou *progressive*.

a) Le front de déferruginisation.

A tout moment, un horizon peut être soumis à des conditions entraînant une déferruginisation brutale. La présence d'un *front de déferruginisation* a été mise en évidence lors de la transformation de nodules ferrugineux en nodules alumineux et de concrétions ferrugineuses en concrétions alumineuses.

Les plasmas interglébulaires sont également affectés par cette dé - ferruginisation brusque. Au plasma rouge à boehmite et hématite fait place un plasma blanc cryptocristallin à boehmite et gibbsite.

Outre les gibbsitanes, de petits cristaux de gibbsite de plus en plus nombreux indiquent qu'il y a dans les zones déferruginisées, destabilisation de la boehmite et la transformation de celle-ci en gibbsite.Cette formation de gibbsite est plus rapide pour les plasmas interglébulaires que pour les plasmas intraglébulaires.

b) La déferruginisation progressive.

On ne remarque pas dans ce cas de front de déferruginisation, mais seulement un passage progressif entre des faciès pisolitiques rouges, roses, puis blancs.

Chaque phase de dégradation centripète des glébules s'accompagne d'une perte de fer. En l'absence d'apports illuviaux, nodules et concrétions sont toujours plus foncés, plus ferrugineux que le plasma environnant. La tendance générale est celle d'une déferruginisation. Les pisolites sont plus nombreux et plus évolués dans les faciès clairs. Les apports illuviaux sont de moins en moins ferrugineux.

5 - LES EVOLUTIONS MINERALOGIQUES.

La diffraction des rayons X a permis de définir les constituants minéralogiques des noyaux, des cortex et des plasmas interglébulaires. Sur chacune de ces parties, les prélèvements ont été effectués à la fraise de manière globale sans qu'il ait été possible de séparer zones internes et externes dans les noyaux ou les cortex, plasmas de dégradation et plasmas de transfert dans les plasmas interglébulaires. Les résultats sont exprimés dans le tableau XVI, où la taille des lettres est proportionnelle à l'intensité du pic principal de chacun des constituants Tous les diagrammes présentent un pic bien identifiable d'anatase (3.52 Å).

Ces résultats confirment à partir de la cuirasse originelle :

. la transformation de gibbsite en boehmite et la concentration de l'hématite dans les nodules relictuels et les plasmas interglébulaires,

. la disparition de l'hématite et la transformation de boehmite en gibbsite, lors du passage des concrétions alumino-ferrugineuses aux concrétions alumineuses.

De plus, on constate que la proportion de gibbsite est toujours plus élevée dans les plasmas interglébulaires en raison d'une part de la transformation de boehmite en gibbsite qui est plus rapide que dans le glébule, d'autre part en raison des apports d'alumine.

Tableau XVI: Constituants minéralogiques de pisolites et de plasmas interglébulaires: G gibbsite, B boehmite, H hématite. La taille des lettres est une indication relative des proportions.

Pisolites (glébules)		Plasmas interglébulaires de dégradation et de transfert	
Concrétion Al	G B	G B	blanc
Cortex Concrétion Al-Fe Noyau	G B H G B H	G B H	rose
Nodule relictuel	G B H	G B H	rouge
Cuirasse originelle (Mont Tato)	G H		

En fait, ces analyses minéralogiques confirment surtout la succession et la répétition des transformations de gibbsite en boehmite, et de boehmite en gibbsite.

La transformation de gibbsite en boehmite correspond aux phases de différenciation avec fixation du fer, c'est à dire à un milieu plus oxydant. En présence de fer, il y a coexistence des constituants alumineux et ferrugineux sous forme d'un plasma boehmitique et hématitique. En l'absence de fer, cette transformation est rare mais elle a pu être observée au MEB en bordure d'un gibbsitane: il y a émiettement de la gibbsite, et la boehmite apparaît sous forme d'un plasma globulaire et poreux, dans lequel persistent les reliques de gibbsite (pl.X ph.56 et 57).

La transformation de boehmite en gibbsite s'effectue toujours en l'absence de fer. Elle s'observe après déferruginisation dans les septa et dans les lisérés périglébulaires, mais surtout dans les faciès de cuirasse pisolitique uniquement alumineux. Les cristallisations de gibbsite sont toujours bien développées, en bordure des vides. Le contact boehmite -gibbsite est net (pl.X ph.58): il semble que cette transformation

nécessite une *dissolution de la boehmite* et la recristallisation de la gibbsite n'interviendrait qu'après un transfert en solution, aussi court soit-il. Ainsi, dans les faciès pisolitiques strictement alumineux, ces transferts concourent à l'effacement des structures concentriques et radiales (pl.X ph.55). Les transferts d'alumine peuvent se faire également à plus grande distance: ils vont alors donner naissance, dans les horizons ferrugineux sous-jacents, à des gibbsitanes susceptibles de subir eux-mêmes de nouvelles transformations.

6 - DISCUSSION ET CONCLUSION SUR LA PISOLITISATION.

a) La pisolitisation à travers la bibliographie.

Dans les profils latéritiques, peu d'auteurs abordent le problème de la formation des pisolites qui sont souvent considérés comme résiduels et détritiques par analogie avec les bauxites sédimentaires.

Aux faciès pisolitiques, ferrugineux ou alumineux, est toujours associée la présence de boehmite et d'hématite. La transformation de gibbsite en boehmite est souvent mentionnée (GORDON *et al*, 1958; VALETON, 1972; KELLER, 1964).

Dans les bauxites sédimentaires, il est fréquemment fait état de substitution isomorphique Al-Fe dans la goethite alumineuse, ou l'hématite alumineuse (BENESLAVSKY, 1963; BARDOSSY, 1958; NICOLAS *et al*, 1972). De telles substitutions ont été mises en évidence dans l'altération des roches ultrabasiques de Nouvelle Calédonie (TRESCASES, 1973) et dans les cuirasses ferrugineuses du Sénégal (NAHON, 1976). A notre connaissance, il n'en est pas fait état dans les faciès pisolitiques des bauxites latéritiques, qui résultent d'une évolution en place. En cela, nos propres observations sont concordantes. S'il y a des substitutions, elles sont insignifiantes, mais Al et Fe sont cependant intimement liés dans les plasmas (VALETON, 1972).

Les hypothèses les plus nombreuses concernant la formation des cortex envisagent la répétition de phénomènes d'accumulation rythmée par l'alternance de phases d'hydratation et de déshydratation. LACROIX (1913) estime que les pisolites résultent d'un phénomène de concrétionnement par dépôts d'hydrates colloïdaux, qu'ils se sont formés sur place dans un milieu non en mouvement et que le phénomène de concrétionnement est plus fréquent dans les milieux riches en fer. C'est aussi l'interprétation de MEAD (1915) qui, cependant, fait moins intervenir des apports que des mises en solution et dépôts successifs.

Les apports sont considérés comme ferrugineux ou alumineux(BRUCKNER, 1957), strictement ferrugineux (du PREEZ, 1952), la croissance des pisolites s'effectuant sur place par accrétion rythmique à partir de dépôts à l'état colloïdal. Pour VALETON (1972), cette croissance est due à la précipitation chimique de solutions d'alumine.

La formation de nodules gibbsitiques peut aussi être attribuée à la désilicification d'accumulations d'argile (ALLEN, 1948-1952).

Les processus de formation des pisolites sont décrits avec plus de précision, probablement en raison du rôle du fer, pour les cuirasses ferrugineuses. JONES (1965) avance l'idée d'une différenciation centripète des glébules. Cette hypothèse est étayée par les travaux de NAHON (1976; NAHON *et al*, 1977), qui montrent que cette mise en solution de plasma s'accompagne d'une recristallisation sur place, avec orientation dans le sens de la dissolution, la formation du cortex débutant au sommet des nodules (MULLER *et al*, 1981). Un exemple de cette différenciation centripète a été présenté pour une bauxite du Var (NICOLAS *et al*, 1972; BILDGEN, 1973).

Les analyses présentées ici conduisent à envisager la pisolitisation comme résultant effectivement de l'évolution en place d'une cuirasse alumino-ferrugineuse, dans un milieu où sont susceptibles de varier, les conditions d'hydratation, de drainage et d'oxydo-réduction.

b) La nodulation et le concrétionnement dans les bauxites de Lakota.

Il est possible de tirer les enseignements suivants de l'analyse des faciès pisolitiques des bauxites de Lakota.

- Les *évolutions de surface* des cuirasses alumino-ferrugineuses à *gibbsite, hématite et goethite,* conduisent à une cuirasse bauxitique à *boehmite et hématite.*

- Ces évolutions sont plus rapides et mieux différenciées en *bordures des plateaux et des collines,* donc à l'aval de séquences sommitales, là où le drainage est brusquement réactivé.

- C'est à partir de ces cuirasses les plus évoluées que les *restructurations internes,* sans cesse réitérées, aboutissent aux *faciès pisolitiques.*

- A partir de la cuirasse à boehmite et hématite, ce sont en premier lieu, des *nodules relictuels* et un plasma *internodulaire* qui se forment. Ce plasma résulte de transformations *in situ* liées à la *dégradation centripète des nodules,* mais aussi *d'apports cutaniques* en provenance de l'amont.

- S'individualise ensuite, par *différenciation liée à la migration centrifuge du fer,* au sein du plasma internodulaire précédemment formé, une nouvelle génération de *nodules "plasmiques"* pouvant eux-mêmes être affectés d'une déferruginisation périphérique tardive.

- Nodules relictuels et nodules "plasmiques" constituent l'ensemble des pisolites simples.

- Dans la suite des évolutions internes, les générations de glébules et de plasmas, jusque là différenciés, peuvent être soumis à des *successions de dégradations et de différenciations* à partir d'un plasma interglébulaire sans cesse renouvelé. Ainsi se créent, par *déferruginisations* et *reconcentrations du fer* localisées dans les zones internes ou externes des glébules, et aussi dans les plasmas,

des réorganisations dans les cortex (réorganisations périphériques et concentriques) et des réorganisations dans les noyaux (septarisation). C'est la formation des *pisolites complexes*.

- Ces mécanismes de dégradations centripètes des glébules, de différenciations centrifuges, complets ou incomplets, se poursuivent, se multiplient, se surimposent. Ainsi, des pisolites à moitié dégradés, effacés, servent de support, de noyau à d'autres accrétions, mimant ainsi des glébules brisés et remaniés par transport (pseudoconcrétions ou pseudopisolites). Mais ce n'est là qu'un aspect dû à une évolution géochimique *in situ*.

c) Les comportements du fer et de l'alumine dans la pisolitisation des bauxites de Lakota.

Aussi bien pour la formation et l'évolution des plasmas interglébulaires que pour celles des nodules et des concrétions, c'est le comportement des composés du fer qui commande les différentes structures qui se créent et qui disparaissent au long des évolutions géochimiques.

Les mises en solution, les transferts et les accumulations des oxy-hydroxydes de fer s'effectuent à plusieurs échelles:

- à l'échelle des plasmas interglébulaires, le fer est d'accumulation absolue, par macro ou microtransferts particulaires ou en solution;

- à l'échelle des nodules et des glébules, il est d'accumulation absolue ou d'accumulation relative après des transferts sur de très courtes distances (microtransfert);

- à l'échelle des cortex ou des noyaux, il est d'accumulation relative après transferts sur des distances encore plus courtes (nanotransferts).

Mais dans tous les cas, au travers des faits, on discerne *une phase de migration du fer*, et une *phase de néoformation d'oxy-hydroxydes de fer* par précipitation. Cela nécessite à toutes les échelles, *l'existence de milieux géochimiques opposés* (macro, micro ou nanomilieux)les uns plus oxydants, fixant ou respectant les oxy-hydroxydes de fer, les autres, plus réducteurs et déferruginisants.

Ces milieux se juxtaposent dans l'espace, et se succèdent dans le temps. Ils sont responsables des faciès pisolitiques complexes des cuirasses bauxitiques de Lakota.

Bien qu'à l'observation, les réorganisations des oxy-hydroxydes de fer soient les plus spectaculaires, on a aussi montré que leur sont liées des modifications dans la nature des hydroxydes d'alumine. Ainsi, l'accumulation d'hématite est concomitante de l'individualisation de boehmite; en revanche, toute déferruginisation (donc mise en solution de l'hématite) se traduit par une déstabilisation de la boehmite et une néoformation de gibbsite.

Enfin, lorsque la déferruginisation se réalise à l'échelle de l'horizon et est sécante sur les pisolites, en même temps qu'apparaît la gibbsite au sein de la boehmite, les structures glébulaires s'effacent

et une nouvelle structure massive, strictement alumineuse peut se former (MPIANA, 1981). Cependant, il semble que cette restructuration n'affecte jamais la totalité d'un horizon, mais se localise dans des micro-milieux, l'alumine, unique composant, étant alors irrémédiablement lixiviée.

IV. CONCLUSION SUR LA BAUXITIQUE PISOLITIQUE DE LAKOTA

On retrouve donc à Lakota,dans ces formations bauxitiques de basses altitudes, une superposition d'ensembles d'horizons qui traduit non seulement une succession historique et génétique entre horizons d'altérations et cuirasses, mais aussi une alternance et une prise en relai d'histoires géochimiques différentes.

La formation des faciès pisolitiques reflète à une autre échelle, celle du paysage, cette succession entre évolutions géochimiques opposées. Bien plus, c'est l'alternance sans cesse répétée de ces systèmes géochimiques ferruginisant ou déferruginisant qui déterminent la complexité des structures pisolitiques.

On a pu montré, à la base des profils bauxitiques du Mont Tato et de l'Oroumbo Bocca que l'altération débutait par une individualisation des oxyhydroxydes de fer sous forme de cloisons goethitiques et par une individualisation des hydroxydes d'alumine sous forme de gibbsite. Cette individualisation précoce des composés du fer et de l'alumine est garante de la conservation des textures originelles (BOCQUIER, 1976).

On a montré par ailleurs que, sous forme d'un plasma amorphe (Mont Tato), ces composés alumineux et ferrugineux étaient étroitement liés lors des transferts et que dans les dépôts cutaniques, l'individualisation de la gibbsite n'intervient qu'après qu'il y ait eu dissociation de ces composés.

Grâce à l'exemple de Lakota, on peut voir que ces composés sont susceptibles de se reformer, fer et alumine restant ainsi étroitement associés en paragénèses minérales (ou en solution solide comme cela a été montré ailleurs pour d'autres cas au Sénégal) (NAHON, 1976). Il en résulte un effacement progressif des structures originelles au profit de structures glébulaires de plus en plus complexes. La séparation des composés, par déferruginisation, entraîne la formation de nouvelles structures simples de type massif liée dans ce cas à la néoformation de gibbsite. Mais, ultime composant, la gibbsite est à son tour dissoute et l'alumine ainsi libérée.

La pisolitisation apparaît donc comme une étape de la dégradation des cuirasses alumino-ferrugineuses. Le fer d'abord, puis l'alumine, sont progressivement éliminés et transférés dans les zones inférieures et aval des profils. L'accumulation du fer et la combinaison de l'alumine avec la silice formeront des *cuirasses argilo-ferrugineuses* termes ultimes de ces transformations liées à l'évolution de la morphologie du paysage, qui sera présentée dans la troisième partie de ce travail.

CONCLUSION

de la 1ère partie

LA DÉFINITION PÉTROLOGIQUE DES TROIS MODES DE BAUXITISATION

Les analyses pétrographiques et minéralogiques des formations bauxitiques étudiées, permettent de définir trois types de *bauxitisation* que l'on peut qualifier d'*d'isaltéritique*, d'*allotéritique* et de *pisolitique*. Les processus d'*d'accumulation relative* et d'*accumulation absolue*, mis en jeu pour chaque type de bauxitisation, requièrent l'existence de *milieux géochimiques* différents, observés à plusieurs échelles.

1 - BAUXITISATION ISALTERITIQUE.

La *bauxitisation isaltéritique*, dont le type décrit est la formation bauxitique de sommet sur granite du Mont Tato, résulte de la transformation d'une roche mère par altération et accumulation cutanique. Cette transformation se fait avec conservation des textures originelles, elle est isaltéritique. Au cours de la phase d'altération, (allitisation), par départ des éléments les plus solubles (bases et silice) des minéraux parentaux, il y a individualisation, brutale d'oxyhydroxydes de fer, généralement sous forme de goethite, et d'hydroxyde d'alumine, sous forme de gibbsite. Cette première transformation pseudomorphique est aussi différentielle pour chaque type de minéraux; un système de relai s'établit ainsi entre minéraux parentaux et minéraux de transformation, assurant la conservation des textures.

Les vides ménagés par le départ des éléments solubles sont autant de sites, ou mieux de *microstructures d'accueil*, pour le dépôt des *plasmas de transfert*. Ces *dépôts cutaniques*, qu'ils soient issus de transferts à l'*état particulaire* (plasma amorphe alumino-ferrugineux et plasma argilomorphe) ou en *solution* (ferrugineuse ou alumineuse), préservent la texture initiale. La transformation de ces dépôts en ferrigibbsitanes et gibbsitanes consolide, par induration, cette texture.

La bauxitisation isaltéritique est donc une transformation directe, isaltéro-illuviale, d'une roche mère; l'alumine individualisée résulte principalement de l'altération des minéraux primaires parentaux.

2 - BAUXITISATION ALLOTERITIQUE.

La *bauxitisation allotéritique*, dont le type décrit est la formation bauxitique de plateau sur amphibolite de l'Oroumbo Bocca, résulte aussi de la transformation d'une roche mère par altération et accumulation cutanique. Mais ici, cette transformation se fait avec *effacement total des textures originelles*. Au cours de la phase d'altération (mono siallitisation) il y a individualisation des oxyhydroxydes de fer et *formation de kaolinite*. Si cette altération peut aussi être isaltéritique, elle est suivie d'une *élimination partielle et d'une redistribution des oxyhydroxydes de fer*, amenant la *transformation de cette isaltérite kaolinitique en allotérite*. La bauxite allotéritique dérive de la désilicification de cette kaolinite.

Dans les altérites, principalement au front de transformation de la kaolinite en gibbsite, comme dans la cuirasse, les transferts, soit sous forme particulaire, soit en solution, sont importants. Les dépôts cutaniques en résultant, finissent par masquer dans la cuirasse, toute texture préexistante, et sont aussi à l'origine de la forte induration.

La bauxitisation allotéritique est donc une transformation indirecte, allotéro-illuviale, d'une roche mère; l'alumine individualisée résulte pour une grande part de la désilicification de minéraux secondaires d'altération.

3 - BAUXITISATION PISOLITIQUE.

Commode pour comparer les produits résultant des processus, le terme de bauxitisation, utilisé ici, est cependant impropre, *la formation des pisolites* provenant de la *transformation* d'une bauxite isaltéritique ou d'une bauxite allotéritique. Cette transformation, décrite dans la formation bauxitique des collines basses de la région de Lakota, correspond à un *processus de dégradation des bauxites*, placées en milieu où vont alterner des systèmes géochimiques ferruginisants et déferruginisants. La transformation est à la fois *d'ordre géochimique, minéralogique* et *structural*.

Cette transformation s'accompagne d'un cycle de *modification* des hydroxydes d'alumine: de *gibbsite* en *boehmite* qui accompagne la ferruginisation puis de *boehmite* en *gibbsite* après déferruginisation. Enfin, et en raison des mouvements du fer et des modifications minéralogiques, cette transformation est aussi d'ordre structural lors de la dégradation centripète des nodules et concrétions en milieu déferruginisant et lors de l'individualisation de nodules et de l'*accrétion de cortex* résultant d'une *migration centrifuge de fer* et de sa fixation, en milieu ferruginisant.

La bauxitisation pisolitique est donc une dégradation, avec évolution glébulaire, des bauxites isaltéritiques et allotéritiques.

La juxtaposition et la surimposition des plasmas d'altération et des dépôts cutaniques montrent qu'au cours de la formation des bauxites isaltéritiques et des bauxites allotéritiques se sont succédées:

. *des accumulations relatives* de fer et d'alumine liée à l'altération, que celle-ci se fasse avec individualisation directe (allitisation) ou avec individualisation indirecte (monosiallitisation puis allitisation) des hydroxydes d'alumine;

. *des accumulations absolues* sous forme particulaire ou en solution.

Durant les phénomènes de dégradation, qui vont conduire de ces bauxites aux bauxites pisolitiques, vont alterner les accumulations absolues et relatives de fer et d'alumine.

2ème partie

TRANSFORMATIONS MINÉRALES ET VARIATIONS GÉOCHIMIQUES

INTRODUCTION

Dans la première partie, ont été analysées, à partir de deux roches mères différentes, granite et amphibolite, les transformations minéralogiques et texturales qui conduisaient à la formation de trois types de bauxite: les *bauxites isaltéritiques, les bauxites allotéritiques* et les *bauxites pisolitiques*. L'analyse géométrique de l'enchaînement de ces faciès et l'analyse au microscope des transformations minérales ont permis de définir deux modes d'accumulation des oxyhydroxydes de fer et d'aluminium:

. l'accumulation relative ou résiduelle par départ des autres constituants,

. l'accumulation absolue ou additive par dépôt du matériel transféré.

Ainsi le matériel soustrait en un point est transféré en un autre ou en plusieurs autres où il peut se déposer. Ceci signifie qu'il existe deux catégories de milieux de significations géochimiques opposées: des milieux de départ et des milieux de dépôts. Les accumulations métalliques résultantes, qu'elles soient relatives ou absolues, sont observables à tous les niveaux d'organisation: microstructures, horizons, ensembles, profils, versants et paysages.

Dans cette deuxième partie, l'ensemble de ces transformations sera caractérisé et discuté d'un point de vue *géochimique*. On s'attachera tout d'abord dans un premier chapitre à *préciser les conditions physico-chimiques* qui président *au comportement géochimique* de certains éléments et aux *équilibres* entre les différentes phases minérales présentes. Seul sera étudié ici, le comportement des éléments majeurs (aluminium, fer, silicium) dans les milieux de dissolution, de transformation et de précipitation des minéraux parentaux ou néoformés, à l'origine des accumulations relatives ou absolues sous forme d'oxyhydroxydes de fer et d'hydroxyde d'aluminium. On s'appuiera, dans les différents cas, sur les données bibliographiques, thermodynamiques et géochimiques qui seront mises en relation et discutées avec nos données pétrologiques, précédemment acquises dans le milieu naturel.

Dans un deuxième chapitre, à partir de l'analyse chimique globale des éléments majeurs et d'un cortège de dix éléments traces, on définira les principales *transformations géochimiques* qui interviennent dans ces trois formations bauxitiques. La détermination de plusieurs *facteurs de concentration* (brute, isovolume,isotitane), permettra l'approche d'un *bilan des transformations* dans lequel on tentera de faire la part des accumulations relatives et des accumulations absolues. Enfin, c'est à l'aide de ces bilans, que sera proposée une *appréciation des épaisseurs* de roches mises en jeu et du *temps* nécessaire au développement de ces profils bauxitiques.

CHAPITRE IV

LA STABILITÉ ET LA TRANSFORMATION DES PRINCIPALES PHASES MINÉRALES PRÉSENTES DANS LES BAUXITES

En nous appuyant sur les données bibliographiques, nous rassemblerons et discuterons les faits observés dans les formations bauxitiques étudiées concernant la stabilité et la transformation du quartz, des minéraux alumino-silicatés originels et d'altération, des minéraux alumineux et des minéraux ferrugineux d'altération. Nous tenterons ainsi de préciser les conditions physico-chimiques prévalant dans les milieux de départ ou d'accumulations relatives, et dans les milieux de dépôt ou d'accumulations absolues.

I. LA STABILITÉ ET LA DISSOLUTION DU QUARTZ

1 - LES DONNEES BIBLIOGRAPHIQUES.

Bien que le quartz soit considéré comme un des minéraux les plus stables (GOLDICH, 1938), on lui accorde cependant une certaine solubilité déjà maintes fois observée (LELONG, 1969; TARDY, 1969; MILLOT et FAUCK, 1971; LENEUF, 1972; CLAISSE, 1972; SEDDOH, 1973; NOVIKOFF, 1974).

Les études thermodynamiques concernant la solubilité du quartz établissent qu'à 25°C, et pour des pH inférieurs à 9, la réaction de dissolution est indépendante du pH, et est uniquement contrôlée par l'activité des ions H_4SiO_4, forme sous laquelle la silice passe en solution (MOREY *et al.*, 1962; [4]MACKENZIE et GEES, 1971). La dissolution du quartz est possible tant que la teneur totale en silice dans la solution est inférieure à 6ppm (KRAUSKOPF, 1959; SIFFERT, 1962; MILLOT, 1964).

2 - LES DONNEES PETROLOGIQUES DANS LES FORMATIONS BAUXITIQUES ETUDIEES.

Les observations faites dans les formations bauxitiques du Mont Tato et de l'Oroumbo Bocca nous ont permis de mettre en évidence une *dissolution* complète des quartz dans le profil sur granite, et une *néogénèse* de quartz à la base du profil sur amphibolite.

Sur *granite*, dans la formation bauxitique du Mont Tato, la *dissolution des quartz*, initiée dans l'isaltérite inférieure, est très forte à la base de l'isaltérite supérieure (fig.23). Elle s'accompagne parfois de la cristallisation de silice secondaire dont l'existence ne

sera que temporaire. Cette dissolution est liée à l'intensification du drainage qui dépend de la porosité ouverte par l'altération complète des feldspaths. Par contre, au sommet de l'isaltérite supérieure, on constate, simultanément au développement des dépôts cutaniques, un arrêt de la dissolution des quartz lié à une plus grande saturation en eau de cet horizon d'accumulation. La dissolution des quartz reprend et se poursuit, au-dessus de ce niveau supérieur de la nappe, au sein des horizons cuirassés, désaturés en eau.

Sur amphibolite, dans le profil de l'Oroumbo Bocca, le drainage moins intense dans les boules altérées de l'isaltérite gibbsitique "pain d'épice" ne permet qu'une dissolution lente des minéraux parentaux. La silice atteint sa limite de saturation par rapport au quartz. Il y a néogénèse de quartz secondaire.

Les cas étudiés ici montrent effectivement, comme cela a déjà été mis en évidence, que le drainage est un facteur essentiel dans le contrôle de l'activité des ions H_4SiO_4. En milieu très bien drainé, la dissolution est forte. Un ralentissement du drainage entraîne un arrêt de la dissolution ou même la néogénèse de quartz secondaire.

II. LA TRANSFORMATION DES MINÉRAUX ALUMINO-SILICATES ORIGINELS ET D'ALTÉRATION

1 - LA TRANSFORMATION DES MINERAUX ALUMINO-SILICATES ORIGINELS.

a) Les données bibliographiques.

Les altérations de minéraux alumino-silicatés originels ont souvent été décrites comme nous l'avons déjà évoqué pour les feldspaths (LENEUF, 1959; BONIFAS, 1959; DELVIGNE, 1965; LELONG, 1969; NOVIKOFF, 1973), pour les biotites (JACKSON, 1965; MILLOT *et al,* 1965; TARDY et GAC, 1968; SEDDOM *et al,* 1969; NOVIKOFF *et al,* 1972; CURMI, 1979) et pour les amphiboles (DELVIGNE, 1965; PROUST, 1976; ILDEFONSE, 1978).

Les modèles thermodynamiques proposés pour la dissolution d'un feldspath potassique (HELGESON *et al,* 1969), d'albite (FOUILLAC *et al,* 1977) ou d'un mélange feldspath potassique, albite (FRITZ et TARDY, 1976) montrent que les réactions de dissolution sont contrôlées par l'activité des ions H_4SiO_4. Ainsi, pour des teneurs croissantes en silice, de la solution aqueuse, la séquence des minéraux secondaires néoformés est dans l'ordre :

gibbsite - kaolinite - montmorillonite.

b) Les données pétrologiques dans les formations bauxitiques étudiées.

Les observations faites dans les formations bauxitiques du Mont Tato et de l'Oroumbo Bocca ont permis de mettre en évidence la transformation des minéraux alumino silicatés originels dans le passage aux isaltérites sur granite et sur amphibolite.

Sur granite, les feldspaths orthoses et albites sont les premiers minéraux parentaux qui s'altèrent. Cependant, le drainage, qui est limité dans les fissures trans, inter et intraminérales, ne permet qu'une *élimination partielle des ions* H_4SiO_4 libérés sur place et lixiviés des horizons sus-jacents. Il en résulte la formation d'un *plasma* d'aspect amorphe *à métahalloysite*. L'augmentation de la porosité, due à cette altération, entraîne une accélaration des circulations et une diminution de l'activité des ions H_4SiO_4. La saturation, vis à vis d'un minéral de type kaolinite, n'est plus alors atteinte. Et la gibbsite se néoforme directement:

- par désilicification du plasma à métahalloysite,
- et par altération des feldspaths microclines.

Sur amphibolite, le front d'altération fonctionne d'abord en milieu ouvert; il y a individualisation directe des hydroxydes de fer et d'alumine qui forment un "pain d'épice". Mais avec les dépôts d'argile et de fer qui se réalisent ensuite dans les diaclases, chaque boule devient un milieu semi-fermé, ne permettant que des échanges réduits. L'activité des ions H_4SiO_4 augmente, il y a *précipitation de quartz, dissolution de la gibbsite et formation de métahalloysite.*

Ceci est en accord avec les conclusions avancées par FRITZ et TARDY (1976) dans le modèle thermodynamique qu'ils proposent. Ils montrent que solutions et minéraux néoformés étant en équilibre à chaque étape de la dissolution,

- si les minéraux néoformés restent au contact de la solution, ils peuvent se redissoudre et d'autres minéraux apparaissent alors;

- si le point de saturation du quartz est rapidement atteint, il est possible d'envisager la précipitation de quartz secondaire.

2 - LA TRANSFORMATION DES MINERAUX ALUMINO-SILICATES D'ALTERATION.

a) Les données bibliographiques.

Parmi les transformations des minéraux alumino-silicatés d'altération, *la transformation kaolinite-gibbsite* est la plus fréquemment étudiée. Elle a été admise dès 1915 par MEAD comme étant à l'origine des bauxites de l'Arkansas. Les exemples présentés ultérieurement sont nombreux (HARRISON, 1933; ALLEN, 1952; D'HOORE, 1954a; SEGALEN, 1957; BONIFAS, 1959; HOSE, 1960;

LAJOINIE et BONIFAS, 1961; HARDEN et BATESON, 1963; BUSHINSKYJ, 1964; DELVIGNE, 1965; VALETON, 1972). Quant à la désilicification de l'halloysite, à l'origine de la gibbsite, elle a été étudiée, principalement, aux îles Hawaii (SHERMAN, 1958; UEHARA *et al*, 1966).

En laboratoire plusieurs expériences de dissolution de la kaolinite ont été réalisées (GASTUCHE *et al.*, 1954; GASTUCHE, 1959; POLZER et HEM, 1965). La formation d'hydroxydes d'aluminium à partir de la kaolinite a été obtenue expérimentalement (PEDRO et BERRIER, 1966; PEDRO *et al*, 1970) par lixiviation continue d'une kaolinite en soxhlet. L'expérience menée avec l'eau pure (pH6), à la température de 65°C, durant 4 années, a abouti à la désilicification de la kaolinite. Il est ainsi établi que "la décomposition allitique des argiles est parfaitement concevable à partir du moment où les solutions d'altération sont suffisamment désaturées en silice et en même temps en cations basiques". Le minéral formé est la boehmite, ce qui montre que"le réseau cristallin de la kaolinite n'induit pas obligatoirement la formation de gibbsite et que ce sont les conditions d'altération qui imposent les formes des constituants de néogénèse". Des remarques qui seront faites à propos de l'équilibre gibbsite-boehmite, on peut penser que d'un lessivage plus lent aurait pu résulter la formation de gibbsite. Dans cette même expérience, le calcul de la vitesse de dissolution permet d'avancer d'une valeur proche de 1mm/1000 ans (PEDRO *et al*, 1970).

Les données thermodynamiques établies sur l'équilibre kaolinite-gibbsite montrent que cet équilibre dépend de la teneur en silice de la solution, du pH, de la température de cette solution et de l'état de cristallinité des minéraux (GARRELS et CHRIST, 1965; GARDNER, 1970; FRITZ et TARDY, 1973; SARAZIN, 1979).

b) Les données pétrologiques dans les formations bauxitiques étudiées.

Dans les profils étudiés, la filiation

métahalloysite ou kaolinite → gibbsite

a été observée dans les isaltérites sur granite du Mont Tato, et au sommet de l'allotérite kaolinitique sur amphibolite de l'Oroumbo Bocca.

Sur granite, la transformation du plasma d'altération à métahalloysite en cristalliplasma à gibbsite n'a pu être mise en évidence en raison de la petite taille des cristaux. Cependant, on constate que cette transformation est complète quelques centimètres au-dessus du front d'altération. Dans ce même profil, l'individualisation de la gibbsite à partir des vermicules de kaolinite provenant des plasmas de transfert ou des biotites altérées est beaucoup plus nette. Dans les deux cas, *la désilicification* entraîne *une transformation directe des minéraux argileux kaolinitiques en gibbsite*.

Sur amphibolite, au sommet de l'allotérite kaolinitique, *la transformation de la kaolinite en gibbsite est indirecte*. En effet, il y a apparition d'une phase amorphe intermédiaire dont la désilicification progressive conduit à une individualisation de la gibbsite en grands cristaux associés sous forme de glomérules.

On peut considérer que c'est l'intensité du drainage qui entraîne une baisse des teneurs en silice, c'est à dire de l'activité des ions H_4SiO_4, qui

contrôle l'équilibre kaolinite-gibbsite. Et selon les itinéraires chimiques qui caractérisent la dissolution de la kaolinite en fonction de la teneur en silice de la solution initiale (FRITZ et TARDY, 1973):

. dans le premier cas, sur granite, la teneur en silice resterait nettement inférieure à 1.7 ppm, limite de saturation de la kaolinite, et la saturation en aluminium vis à vis de la gibbsite serait rapidement atteinte;

. dans le deuxième cas, sur amphibolite, la teneur en silice se maintiendrait très peu inférieure à 1.7 ppm, et les conditions de dissolution congruente de la kaolinite seraient préservées au sommet de l'allotérite, ceci expliquerait la formation d'une phase amorphe intermédiaire, jusqu'à ce qu'il y ait diminution de l'activité des ions H_4SiO_4. Mais cette désilicification qui s'effectue dans des conditions différentes des conditions expérimentales de PEDRO (PEDRO *et al*,1970), (les pH mesurés des eaux de la nappe ont des valeurs de 4.5 à 5, la température est nettement inférieure à 65°C, le drainage est moins intense) aboutit à la formation de gibbsite et non de boehmite.

III. LA STABILITÉ ET LA TRANSFORMATION DES MINÉRAUX ALUMINEUX D'ALTÉRATION

1- LES DISSOLUTIONS DE LA GIBBSITE ET DE LA BOEHMITE.

a) Les données bibliographiques.

A partir des études thermodynamiques, il a été établi que les dissolutions de la gibbsite et de la boehmite dépendent de la concentration de la solution en ions aluminium, et du pH de la solution (fig.54) (RAUPACH, 1962; GARRELS et CHRIST, 1965; WAGMAN *et al*, 1968; NAUMOV *et al*, 1971; TARDY et GARRELS, 1974; SINGH, 1976; SARAZIN, 1979). Cette dissolution dépend aussi de la cristallinité du minéral: une gibbsite faiblement cristallisée est plus soluble qu'une gibbsite très bien cristallisée (PARKS, 1972; FRITZ et TARDY, 1973).

b) Les données pétrologiques dans les formations bauxitiques étudiées.

Diverses analyses microscopiques ont montré que la *gibbsite* présente des figures de *dissolution* dans *les horizons supérieurs des cuirasses*. Quelques mesures de pH, effectués sur l'Oroumbo Bocca dans des eaux qui proviennent de nappes suspendues temporaires sous la cuirasse à faciès compact, donnent des valeurs comprises entre 4.5 et 5.3. Pour ces valeurs la gibbsite serait beaucoup plus soluble que l'hématite (NAHON, 1976).

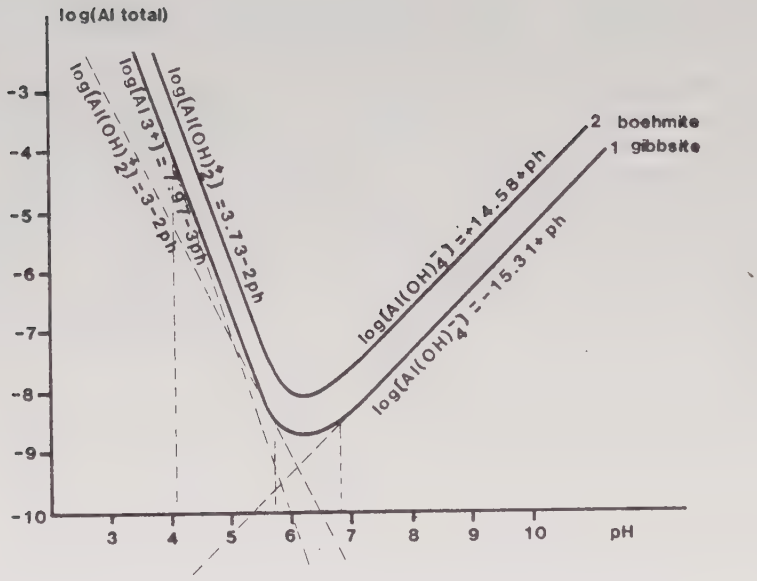


Figure 54: Courbes de solubilité de la gibbsite et de la boehmite.

L'aluminium de la gibbsite peut donc être mis en solution sous forme Al^{3+} et $Al(OH)^{2+}$ et entraîné vers les horizons inférieurs. Dans les micromilieux comme ceux que constituent les pores et qui sont plus saturés en eau, l'équilibre se déplace vers la stabilité de la gibbsite. Celle-ci précipite alors, seule, sous forme de revêtements cristallisés sur la paroi des pores (gibbsitanes).

Dans les formations bauxitiques étudiées, la boehmite n'est présente que dans les faciès pisolitiques; la taille des cristaux ne permet pas d'observer directement sa dissolution. Cependant, on a pu mettre pétrographiquement en évidence la formation et la disparition de la boehmite.

. *La formation de boehmite aux dépens de la gibbsite* se réalise lors de la ferruginisation des plasmas alumino-ferrugineux, qui précède la formation des pisolites et qui correspond à des conditions plus oxydantes.

. *La disparition de la boehmite au profit de la gibbsite* intervient après la déferruginisation totale du plasma à boehmite et hématite, c'est à dire au cours de la dégradation des pisolites et en conditions plus réductrices.

Nous sommes ainsi amenés à envisager les équilibres gibbsite-boehmite.

2 - LES TRANSFORMATIONS GIBBSITE-BOEHMITE-GIBBSITE.

a) Les données bibliographiques.

Deux points de vue s'opposent quant aux stabilités relatives de la gibbsite et de la boehmite: pour certains auteurs la gibbsite est plus stable que la boehmite (GARRELS et CHRIST, 1965; NAUMOV *et al*, 1971; SINGH, 1976; SARAZIN, 1979); pour d'autres, c'est la boehmite qui serait plus stable que la gibbsite (ROSSINI *et al*, 1952; ROBIE *et al*, 1968; WAGMAN *et al*, 1968; KITTRICK, 1969; NAHON, 1976). C'est en fait l'imprécision des données thermodynamiques qui est à l'origine de ces deux interpétations (CHESWORTH, 1972; SINGH, 1976; SARAZIN, 1979).

Cependant, CHESWORTH (1972) considère qu'il faut différencier l'état de l'eau et préciser si le milieu est ouvert ou fermé. En milieu fermé, la pression partielle de H_2O est égale à la pression totale du système, c'est à dire que l'eau est présente en tant que phase séparée et que son potentiel chimique est fonction de la pression totale. Ce sont là les conditions déjà définies par ERVIN et OSBORN (1951) et par KENNEDY (1959), et pour lesquelles la gibbsite est stable à 25°C sous une pression de 1 atmosphère. Si le système n'est pas saturé en eau, on peut alors obtenir un mélange stable gibbsite-boehmite. En milieu ouvert, H_2O est considéré comme un composant mobile dont le potentiel chimique est contrôlé par l'environnement (KORZHINSKI, 1959); HELGESON, 1968). CHESWORTH (1972) en conclut que les conditions supergènes sont peu propices à la stabilité de l'association boehmite + H_2O. Si le milieu est saturé en eau la gibbsite est plus stable que la boehmite. Dans les milieux non saturés en eau, boehmite et gibbsite peuvent être présentes.

C'est ainsi qu'en milieu supergène, la boehmite ne peut prendre naissance que quand le milieu est désaturé en eau suivant des conditions, soit topographiques, soit climatiques.

Ceci correspond également aux résultats expérimentaux obtenus par PEDRO (1964). La boehmite n'apparaît en effet que dans la zone supérieure du soxhlet, alors que la gibbsite précipite dans la zone inférieure. Au pH de 6, la boehmite peut se dissoudre sous l'influence d'une augmentation de drainage et l'aluminium lixivié précipite dans la zone inférieure sous forme de gibbsite. Il y a formation d'un "horizon blanchi" par accumulation absolue d'aluminium.

b) Les données pétrologiques dans les formations bauxitiques étudiées.

La coexistence de gibbsite et de boehmite, en tant que phases minérales individualisées, a bien été relevée dans la bauxite pisolitique, où l'on a pu préciser d'une part, la *transformation de gibbsite en boehmite*, lors des phases de ferruginisation, d'autre part *le passage de la boehmite à la gibbsite*, après déferruginisation des plasmas intra, péri et interglébulaires.

La transformation de gibbsite en boehmite s'oppose à la dissolution pure et simple de la gibbsite, envisagée précédemment, en milieu acide, parfaitement draîné, et qui conduit à un enrichissement relatif en fer des horizons superficiels d'une cuirasse. Ici l'aluminium reste fixe et constant et c'est l'enrichissement en fer qui est absolu. Il est remarquable de constater, comme nous le verrons en étudiant dans une troisième partie la distribution spatiale des faciès bauxitiques, que les faciès à pisolites ne se trouvent qu'en bordure aval des plateaux ou sur les pentes, voire sur les collines basses en avant de ces plateaux. Toutes ces zones sont susceptibles d'un enrichissement en fer provenant de migrations s'effectuant à la partie supérieure de la nappe, le fer se fixant à la périphérie des massifs en raison de l'oxydation plus importante. Simultanément, c'est *la diminution du potentiel chimique de l'eau qui peut alors provoquer la transformation de la gibbsite en boehmite*. Celle-ci, très finement cristallisée, reste intimement liée à l'hématite. Et tant que l'hématite est présente, durant les phases de formation et de dégradation des pisolites, la boehmite reste stable. En l'absence de Fe_2O_3, la différenciation plasmique en milieu plus oxydant se marque par la seule transformation de la gibbsite en boehmite. Rappelons que dans ce cas, il n'y a pas d'accrétion de cortex.

On peut donc retenir que la *transformation de gibbsite en boehmite* intervient dans les zones où le potentiel chimique de l'eau baisse. Et ceci coïncide avec les zones bien draînées qui sont saisonnièrement désaturées en eau. A l'échelle du massif, ce sont les zones de bordures aval des plateaux. A l'échelle de l'horizon, ce sont les milieux à porosité plus forte, donc plus facilement essorés.

Le passage *de boehmite en gibbsite* suit la déferruginisation des pisolites. Il se localise dans les horizons superficiels. Là, les conditions de drainage, et de pH (sinon de complexation organique) sont telles qu'il y a *dissolution de la boehmite*. *L'aluminium* libéré migre dans les micro-milieux voisins sinon dans les horizons sous-jacents, où il *précipite en présence d'un excès d'eau, sous forme de gibbsite*. C'est ainsi que nous avons pu observer la présence de gibbsitanes autour de pisolites alumino-ferrugineux dans les horizons inférieurs. Il n'y a pas *transformation directe de boehmite en gibbsite, mais dissolution de la boehmite et précipitation de gibbsite* après migration de l'aluminium.

En conclusion, on constate donc, qu'au cours de la dégradation chimique d'une cuirasse alumino-ferrugineuse peuvent se répéter les transformations successives suivantes :

gibbsite → boehmite → gibbsite

Le passage de la *gibbsite à la boehmite* s'effectue par *transformation directe* sans qu'il y ait migration de l'aluminium. En effet, en position sommitale et principalement au flanc du relief, la cuirasse subit un dessèchement saisonnier. Seule persiste de l'eau à l'état adsorbée dont le potentiel chimique abaissé permettra la transformation de gibbsite en boehmite.

Le passage de la *boehmite à la gibbsite* se réalise par *une dissolution* de la boehmite, *un transfert* de l'aluminium et *une reprécipitation* sous forme de gibbsite en milieu saturé en eau. Ce processus conduit à une accumulation absolue d'aluminium.

Les conditions nécessaires à ces deux transformations nous montrent qu'il est *impossible d'obtenir la formation directe de boehmite au front d'altération des roches mères,* car ce front d'altération est lixivié par une circulation d'eau libre à potentiel chimique élevé. L'apparition et la conservation de la boehmite, dans les parties les mieux draînées des cuirasses, impliquent en effet un dessèchement saisonnier, qui provoque une diminution du potentiel chimique de l'eau et la transformation de la gibbsite en boehmite.

3-LA TRANSFORMATION GIBBSITE-KAOLINITE.

a) Les données bibliographiques.

N'ayant pas traité dans ce travail de transformation de cuirasses par resilicification liée à un changement de milieu, nous nous en tiendrons à examiner la *transformation de gibbsite en kaolinite* pouvant intervenir dans les altérites (LAJOINIE et BONIFAS, 1961; TARDY, 1969; NOVIKOFF, 1974). Cette transformation serait pour certains auteurs (GOLDMAN et TRACEY, 1946; ALLEN, 1952; GORDON *et al.*,1958) à l'origine des épais horizons d'allotérites kaolinitiques qui, surmontant les isaltérites gibbsitiques, sont sous-jacents aux cuirasses alumineuses ou alumino-ferrugineuses.

Les données thermodynamiques ont permis d'établir, comme nous l'avons déjà signalé à propos de la transformation kaolinite-gibbsite, que l'équilibre de ces minéraux dépend de la teneur en silice de la solution, du pH, de la température et de l'état de cristallinité des minéraux.

b) Les données pétrologiques dans les formations bauxitiques étudiées.

La transformation de *gibbsite en métahalloysite* a été observée dans les boules altérées d'amphibolite formant l'isaltérite gibbsitique "pain d'épice" à la base de la formation bauxitique de l'Oroumbo-Bocca. Rappelons aussi que cette isaltérite récente n'a été trouvée qu'en bordure du plateau, et donc dans une zone préférentiellement bien drainée. Cette transformation, qui se produit dans les parties externes des boules, s'observe au contact même des cristaux de gibbsite. Il est à noter que sur les versants les boules éparses sont alors essentiellement formées de "pain d'épice" à gibbsite, et que l'on n'y observe pas cette transformation.

Ainsi on peut penser que le remplissage des diaclases, à la base du profil, par de grands vermicules de kaolinite et par des oxyhydroxydes de fer, limite les échanges entre la boule altérée en "pain d'épice" gibbsitique et l'eau de circulation. Il en résulterait une augmentation de l'activité des ions H_4SiO_4 qui, comme nous l'avons vu, peut induire des néogénèses de quartz, et qui conduit aussi à la transformation de gibbsite en métahalloysite.

Il paraît cependant difficile d'envisager que cette transformation soit à l'origine de *l'allotérite kaolinitique*. En effet, si cette allotérite dérivait de l'isaltérite gibbsitique "pain d'épice":

. des textures même très effacées de la roche mère devraient persister dans l'allotérite; de telles reliques texturales n'existent pas; de plus, nous n'avons pu établir de relation entre la métahalloysite des boules et les vermicules de kaolinite de l'allotérite;

. une partie des quartz néoformés dans le "pain d'épice", sinon la totalité, devrait se retrouver dans l'allotérite, ce qui n'est pas le cas; les teneurs en SiO_2 libre sont nulles dans l'allotérite;

. en supposant que la resilicification dans les boules soit une conséquence de la désilicification d'horizons supérieurs (SEGALEN, 1973), ici le sommet de l'allotérite, la migration et la concentration de la silice auraient pu conduire à des néogénèses de quartz dans certains micromilieux de l'allotérite. De telles néogénèses ne s'observent pas.

Il est donc vraisemblable de penser que la formation de l'allotérite kaolinitique est antérieure à celle de l'isaltérite gibbsitique, et que se sont succédés dans le temps, pour cette partie du profil, deux processus d'altération: une monosiallitisation ancienne et une allitisation récente.

IV. LA STABILITÉ ET LA TRANSFORMATION DES MINÉRAUX FERRUGINEUX D'ALTÉRATION

1 - LES DONNEES BIBLIOGRAPHIQUES

Plusieurs synthèses concernant le fer et son comportement géochimique dans les altérations et les sols ont été présentées (SEGALEN, 1964; NAHON, 1976; SCHWERTMANN et TAYLOR, 1977) d'où sont tirées les quelques données suivantes.

La solubilité de l'hématite et de la goethite en Fe^{3+} dépend du pH. En solution, le fer est également présent sous forme d'ions ferriques complexes, dont l'activité peut être calculée à partir des réactions de dissociation. De plus, le fer est aussi présent sous forme d'ions ferreux, dont l'activité peut être calculée à partir de celle du fer ferrique et de la pression partielle d'oxygène. Il est aussi possible de calculer les solubilités de l'hématite et de la goethite en fer total, solubilités qui sont alors dépendantes du pH et de la pression partielle d'oxygène (fig.55) (NAHON, 1976). Selon ces solubilités, l'hématite est plus stable que la goethite. De plus c'est en milieu hydromorphe que la mise en solution est

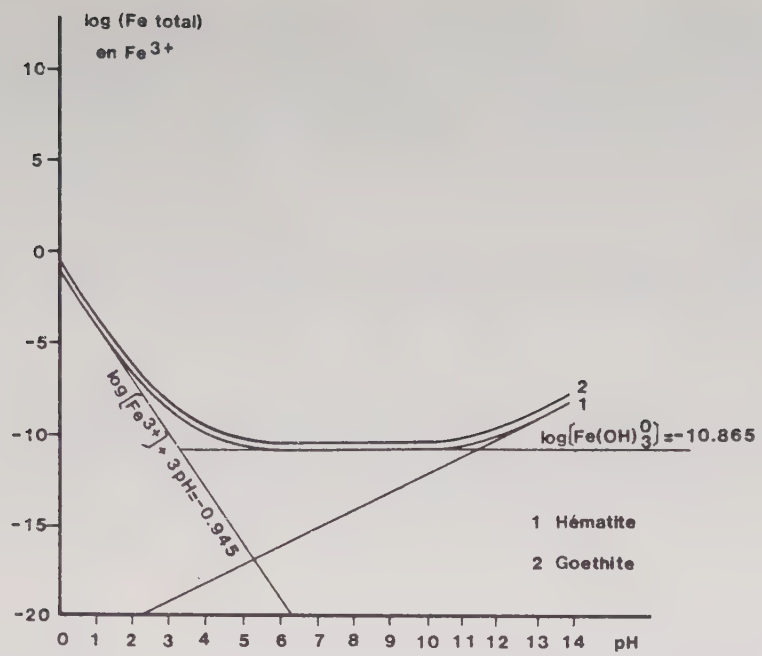


Figure 55: Courbes de solubilité des formes du fer (d'après NAHON, 1976)

la plus forte: 10 000 fois supérieure à celle que l'on peut calculer en milieu oxydant.

2 - LES DONNEES PETROLOGIQUES DANS LES FORMATIONS BAUXITIQUES ETUDIEES.

L'analyse microscopique et minéralogique des profils des formations bauxitiques étudiés ici a permis de définir des formes d'accumulation relative et d'accumulation absolue des oxyhydroxydes et des oxydes de fer.

Les accumulations relatives se réalisent au front d'altération et à la partie sommitale des cuirasses.

- *Au front d'altération,* où par allitisation se forme une isaltérite gibbsitique, le fer contenu dans les minéraux originels, tels que biotite et amphibole, est libéré en milieu intracristallin faiblement drainé, donc plus réducteur. Il migre à l'état ferreux, mais précipite dès que les circulations s'activent, soit entre les paquets de feuillets des biotites, soit dans la grille des clivages des amphiboles, soit à la périphérie de ces minéraux, soit même dans les fissures des minéraux voisins comme les feldspaths. Cette précipitation d'oxydes ferriques après de courts transferts peut se présenter sous forme de précipités amorphes décrits par DELVIGNE(1970) ou directement sous forme de goethite cristallisée.

Dans le cas où, par monosiallitisation, l'altération mène directement à une isaltérite ou à une allotérite kaolinitique, le fer s'accumule également au front d'altération. Mais il est alors redistribué à plus grande distance dans les passées ferrugineuses et les fissures des diaclases. Ainsi se maintient une accumulation relative à l'échelle de l'horizon, mais par redistributionà l'échelle du décimètre sinon du mètre, se réalise une accumulation absolue en goethite dans les joints et fissures.

- *Au sommet des cuirasses*, les seuls minéraux présents sont l'hématite et la gibbsite. Le milieu fréquemment désaturé en eau, est oxydant. La gibbsite est susceptible de se dissoudre. L'hématite est plus stable dans ces conditions, et le fer s'accumule ainsi relativement.

Les accumulations absolues sont la principale cause de l'enrichissement en fer des cuirasses et sont à l'origine de leur induration. Elles nécessitent une libération et une migration du fer à l'échelle du profil sinon du paysage. Cette mise en solution intervient dans des milieux plus réducteurs qui sont obtenus par l'action de la vie aérobie et des matières organiques, ou par des circulations ralenties dans des horizons engorgés.

La matière organique, issue de la végétation de surface et des micro organismes qui vivent dans les premiers mètres de la cuirasse réduit et libère le fer. Ce dernier forme avec l'alumine en solution des produits alumino-ferrugineux, qui viennent se déposer en dépôts amorphes dans les vides au niveau de la zone de battement de la nappe.

Dans les parties profondes des profils, une circulation du fer persiste. Entraîné vers les zones périphériques à l'aval des massifs, le fer se dépose par oxydation (MAIGNIEN, 1958; MILLOT, 1964). Ce fer, accumulé dans les cuirasses alumineuses au flanc des massifs, concourt à l'élaboration des cuirasses pisolitiques. En effet, simultanément à ces dépôts, les conditions locales de drainage entraînent une transformation de la gibbsite en boehmite, qui reste étroitement liée à l'hématite. Ce sont là les deux conditions nécessaires à la formation des pisolites.

En conclusion, quelques points particuliers peuvent être retenus, concernant le comportement du fer dans ces formations bauxitiques.

- Le fer est le premier élément à s'individualiser en oxyhydroxydes au cours de l'altération. Dans le cas de la formation d'une isaltérite gibbsitique, les conditions d'oxydation sont suffisantes pour qu'il se fixe immédiatement sous forme de goethite. Dans le cas de la formation d'une allotérite kaolinitique, le milieu est plus réducteur, le fer se maintient en solution et se concentre dans les fissures et passées qui sont des directions préférentielles de circulation.

- dans le passage des altérites aux cuirasses, l'hématite relaie la goethite. Cette transformation minéralogique, générale dans ces cuirasses anciennes, se réalise alors que l'alumine est déjà mobilisée dans la formation de la gibbsite, ce qui n'autoriserait pas de substitutions d'aluminium dans les réseaux cristallins des oxyhydroxydes de fer. Dans ces conditions, et en l'absence de kaolinite, l'hématite est plus stable que la goethite (NAHON, 1976). Mais nous n'avons que trop peu de résultats concernant les taux réels de substitutions pour conclure sur ce point.

- A la partie supérieure des cuirasses, l'hématite est plus stable que la gibbsite. Il y a alors formation d'un horizon cuirassé très ferrugineux, à faciès compact, souvent fragmenté. C'est l'horizon à "boulders" ou "ruble layer" décrit par BRUCKNER (1957).

- Mais en surface aussi, la mise en solution de l'hématite intervient dans des milieux plus réducteurs(pédotubules, microsystèmes), sous l'influence de la végétation et des micro-organismes. Lixivié verticalement, le fer s'accumule avec l'alumine dans les dépôts cutaniques des horizons d'illuviation.

- Dans les horizons profonds, une partie du fer circule dans la nappe et va se fixer en périphérie des massifs, où il participe à la formation des cuirasses pisolitiques alumino-ferrugineuses de flanc de massif et des cuirasses argilo-ferrugineuses associées.

V. CONCLUSION. LES DEUX TYPES DE MILIEUX D'ACCUMULATION ET LEUR ALTERNANCE

Cette confrontation de nos données de terrain et de nos données pétrologiques avec des données géochimiques générales, nous permet en conclusion de préciser quelques caractères géochimiques des *milieux de départ* (d'accumulation relative) et des *milieux de dépôts* d'accumulation absolue) pour les deux composants principaux: le fer et l'alumine.

1 - LES MILIEUX DE DEPART.

- *Des milieux de départ, désaturés en silice, oxydants,* conduisent aux fronts d'altération à la formation d'isaltérites gibbsitiques, et au toit d'une allotérite kaolinitique à la désilicification de la kaolinite; ce sont des *milieux d'allitisation* (PEDRO, 1966), où se réalise une *double accumulation relative de fer et d'alumine,* par départ des autres constituants.

Au sommet des cuirasses, en présence uniquement d'hématite et de gibbsite, de tels milieux, saisonnièrement désaturés en eau, conduisent à des transformations de gibbsite en boehmite, ou à la mise en solution de la gibbsite; il en résulte donc *une unique accumulation relative de fer.*

- *Des milieux de départ, saturés en silice* vis à vis de la kaolinite, *plus réducteurs,* conduisent aux fronts d'altération à la formation des isaltérites et allotérites kaolinitiques (monosiallitisation)(PEDRO, 1966).

Dans un horizon de cuirasse, exempt de silice, de tels milieux plus réducteurs, gorgés d'eau, assurent la mise en solution et la migration du fer; il en résulte *une unique accumulation relative d'alumine* correspondant à un blanchiment des cuirasses. De tels milieux se développent dans des microsystèmes et des pédotubules en surface des cuirasses, ou au flanc des massifs, là où se forment les cuirasses pisolitiques.

2 -LES MILIEUX DE DEPOT.

- *Des milieux de dépôt, saturés en silice* vis à vis de la kaolinite, sont soit *oxydants,* les dépôts sont alors des ferriargilanes (isaltérite supérieure du Mont Tato), soit *plus réducteurs* et les dépôts sont alors strictement argileux (métahalloysite et vermicules de kaolinite de l'isaltérite inférieure du Mont Tato).

Parfois dans ces milieux, la teneur en silice dépasse la saturation du quartz, les dépôts de kaolinite (métahalloysite) s'accompagnent alors de néogénèses de quartz et d'une resilicification de la gibbsite. C'est le cas dans les boules d'amphibolites altérées[des accumulations absolues qui se réalisent]de l'isaltérite gibbsitique de l'Oroumbo-Bocca.

- *Des milieux de dépôt désaturés en silice, oxydants,* conduisent à des *accumulations absolues de fer et d'alumine* sous forme de composés amorphes qui évoluent ensuite en ferrigibbsitanes, comme dans l'isaltérite supérieure de la formation du Mont Tato. Parfois ces dépôts sont uniquement ferrugineux comme à la base de la cuirasse alumino-ferrugineuse de l'Oroumbo-Bocca. Parfois ces dépôts sont uniquement alumineux comme les gibbsitanes observés dans les cuirasses.

3 - L'ALTERNANCE DES MILIEUX DE DEPART ET DE DEPOT.

Chaque formation bauxitique révèle la *succession dans le temps* et *la coexistence dans l'espace* de ces milieux géochimiques. A tout milieu de départ correspond un milieu de dépôt. Et ces milieux s'observent à différentes échelles.

Ainsi dans la répartition paysagique des profils, chaque type de formation bauxitique est lié à une position morphologique et à un milieu géochimique dominant qui sont bien déterminés:

- bauxite isaltéritique localisée sur les collines hautes correspondant à des milieux oxydants, très lessivés en silice,

- bauxite allotéritique localisée sur des plateaux sur lesquels prévaudront successivement les milieux plus réducteurs et moins lessivés en silice, et les milieux oxydants très lessivés en silice.

Dans un même profil, chaque horizon peut être à un moment ou à un autre de son histoire, horizon de départ et d'accumulation relative, ou horizon de dépôt et d'accumulation absolue. Ainsi en est-il au Mont Tato pour l'isaltérite inférieure et l'isaltérite supérieure.

Dans un même horizon, de tels milieux se différencient à l'échelle macroscopique, comme cela fut décrit dans les boules d'amphibolite

altérée, ou à l'échelle microscopique, comme dans les dépôts cutaniques de métahalloysite observés au front d'altération du granite.

Enfin dans le cas de la formation des bauxites pisolitiques, qui résultent de la dégradation des bauxites isaltéritiques et allotéritiques, tout ou partie d'un horizon de cuirasse, d'un échantillon, ou de micro-milieux voisins est alternativement soumis à l'influence de milieux soit oxydants, soit plus réducteurs.

CHAPITRE V

LES VARIATIONS GÉOCHIMIQUES DANS LES FORMATIONS BAUXITIQUES ÉTUDIÉES

Dans chacun des puits étudiés, un échantillonnage moyen a été réalisé tous les 20 cm, moins lorsque d'importantes variations l'exigeaient, notamment au front d'altération. Après leur reconnaissance macroscopique, plusieurs échantillons ont été regroupés, broyés grossièrement, homogénéisés et quartés avant le broyage fin. Chaque analyse porte ainsi sur des épaisseurs de 40 à 60 cm. Pour chaque horizon, les résultats sont à nouveau regroupés, la moyenne seule est présentée.

Les *éléments majeurs* ont été dosés après fusion alcaline pour les roches mères, et après attaque triacide pour les altérites et les cuirasses*. Un cortège de dix *éléments traces* (Cr, Cu, Ni, Mn, Rb, Sr, Zn, Pb, V, Ga), a été déterminé par spectrométrie d'absorption**.

Ces deux séries d'analyses permettent de suivre les variations de chaque élément, d'établir certaines corrélations entre éléments, et de déterminer de la manière suivante, trois facteurs de concentration:

a) La *concentration brute* est égale au rapport c/c_o, où c représente la teneur d'un élément d'un échantillon, et c_o la teneur du même élément dans la roche mère.

b) La *concentration à volume* constant (MILLOT et BONIFAS, 1955) est égale à:

$$\frac{c}{c_o} \times \frac{d}{d_o}$$

où d est la densité apparente de l'échantillon d'un horizon, et d_o la densité apparente de la roche mère.

c) La *concentration* par rapport à un *élément constant* est:

$$\frac{c}{c_o} \times \frac{c_o X}{c X}$$

---

* Analyses effectuées au laboratoire de chimie du centre ORSTOM d'Adiopodoumé sous la responsabilité de Mr.GOUZY.

** Analyses effectuées au laboratoire de Géologie Appliquée de l'Université Paris VI par A.M. de KERSABIEC.

où $c_o X$ et cX sont les teneurs de cet élément respectivement dans la roche mère et dans l'échantillon. Pour le profil sur amphibolite, nous verrons que l'élément le plus invariant est le titane.

A l'aide de ces facteurs de concentration on tentera, dans la mesure du possible, de quantifier les enrichissements et les appauvrissements, en relation avec les processus géochimiques décrits, c'est à dire en distinguant les accumulations relatives et les accumulations absolues. Ceci nous amènera à proposer les *bilans de ces transformations géochimiques*.

Si pour l'analyse pétrologique, les trois formations bauxitiques ont été étudiées dans un ordre tenant compte de leur position topographique et de leur complexité croissante: bauxite isaltéritique, bauxite allotéritique et bauxite pisolitique, nous présenterons ici d'abord les deux profils sur granite (bauxite isaltéritique et pisolitique) puis le profil sur amphibolite (bauxite allotéritique).

I. LA FORMATION BAUXITIQUE ISALTÉRITIQUE SUR GRANITE DU MONT TATO

1 - LES VARIATIONS GEOCHIMIQUES PONDERALES.

L'altération des granites en zone tropicale a déjà été étudiée géochimiquement par de nombreux auteurs: en Guyane Britannique (HARRISON, 1934), en Inde (FOX, 1936), en Malaisie (BLANK, 1949 in CARROLL, 1970), au Nigeria (D'HOORE, 1954b), en Côte d'Ivoire (LENEUF, 1959; DELVIGNE, 1965; TARDY, 1969), au Congo (NOVIKOFF, 1974), au Sénégal (BLOT, 1980), en Guyane Française (LELONG, 1969). Cependant, la formation d'une bauxite à partir de granite n'a été signalée et étudiée que par GRUBB (1966), dans l'Ouest Australien; mais, même dans ce cas, la roche mère n'a pas été directement atteinte: l'horizon de base observé est formé de kaolinite, halloysite et quartz. D'autres exemples de bauxite dérivée de granite ont été reconnus depuis, et sont en cours d'étude au Brésil.

Dans la première partie, trois ensembles pétrologiques ont été définis dans la formation bauxitique du Mont Tato:

- granite
- altérites
  - isaltérite inférieure
  - isaltérite supérieure
  - horizon de transition
- cuirasses
  - cuirasse alumineuse inférieure isaltéritique
  - cuirasse alumineuse supérieure à textures reconnaissables
  - cuirasse fragmentaire à textures reconnaissables.

Tableau XVII: Composition chimique moyenne des différents horizons de la formation bauxitique sur granite du Mont Tato.

Echantillons	Horizons	SiO_2 libre	SiO_2 combinée	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	K_2O	H_2O
SIA A 1.3	Cuirasse fragm.	0.2	2.0	57.4	11.0	0.84	0.06	28.6
A 4	Cuirasse Al. sup.	0.1	2.4	61.1	4.6	0.56	0.02	31.4
A 5.18	Cuirasse Al. inf.	0.6	3.0	58.1	7.9	0.78	0.23	29.72
SIA B 1.19	Cuirasse Al. inf.	1.9	3.2	56.9	7.8	0.97	0.16	29.40
B 1.19	Tubules	1.9	6.9	54.0	8.6	1.01	0.13	27.50
SIA B' 1.4	Cuirasse fragm.	4.4	3.3	54.5	8.2	0.98	0.15	28.5
B' 1.4	Tubules	6.7	9.3	48.4	9.1	0.93	0.14	24.4
B' 5	Cuirasse Al. inf.	5.1	2.9	52.5	10.8	1.04	0.14	27.6
B' 6	Horizon de transit.	10.8	2.3	43.6	16.3	0.81	0.21	26.8
B' 7-8	Isaltérite sup.	8.9	9.8	44.3	12.6	0.87	0.18	23.1
SIA C 1	Cuirasse fragm.	6.7	5.1	51.6	9.7	0.76	0.19	27.50
C 2.3	Cuirasse Al. sup.	11.1	6.3	51.4	4.6	0.47	0.33	25.65
C 1.5	Tubules	6.6	14.2	46.1	7.6	0.79	0.22	23.62
C 5	Horizon de transit.	6.8	8.2	43.2	17.8	1.33	0.08	22.70
C 6.7	Isaltérite sup.	6.8	14.2	45.7	8.4	0.99	0.18	23.05
C 8.10	Isaltérite sup.	10.6	17.5	40.9	8.7	0.90	0.33	20.13
C 11.13	Isaltérite inf.	30.2	15.4	32.0	5.4	0.61	0.54	15.07

Tableau XVIII: Composition chimique moyenne des différents horizons de la formation bauxitique sur granite du Mont Tato (suite)

Echantillons	Horizons	SiO_2 libre	SiO_2 combinée	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	H_2O
SIA D 1-6	Cuirasse fragm.	3.9	3.9	56.41	9.84	1.03				0.12	24.96
D 1-6	Tubules	12.2	18.8	40.21	7.78	0.78				0.20	19.26
D 7		11.3	21.2	40.1	8.00	0.68				0.32	18.80
D 8		16.7	17.2	40.5	4.10	0.46				0.30	19.70
D 9	Isaltérite sup.	14.6	9.7	48.3	3.20	0.30		0.19		0.30	23.60
D 10		12.1	7.5	50.9	3.20	0.28	0.06	0.24	0.03	0.36	25.00
D 11		14.8	9.0	48.9	1.58	0.20	0.05	0.21	0.04	0.32	24.70
D 12	Isaltérite inf.	15.8	34.2	34.4	1.80	0.18	0.08	0.40	0.09	0.24	13.20
D 13	"	21.0	25.1	35.6	2.4	0.25	0.22	0.14	0.10	0.39	14.30
D 14	"	25.5	30.0	30.6	1.70	0.15	0.42	0.34	0.16	0.99	11.10
D 15	"	33.0	37.4	16.9	1.00	0.10	1.74	0.24	3.77	3.01	1.90
SS 267 a	Granite	27.0	42.3	17.2	1.74	0.25	1.30	0.16	4.08	4.15	0.50
267 b	"	32.0	37.3	16.1	3.82	0.38	2.30	0.50	4.99	1.26	0.70

Tableau XIX: Moyennes des teneurs en éléments traces des différents horizons de la formation bauxitique sur granite du Mont Tato.

Echantillons	Horizons	Cr	Cu	Ga	Mn	Ni	Pb	Rb	Sr	Zn	V
SIA A 1.3	Cuirasse fragm.	35	11	85	61	< 8	23	< 8	21	15	69
A 4	Cuirasse Al. sup.	60	9	57	24	< 8	24	< 8	10	12	71
A 5.18	Cuirasse Al. inf.	86	< 8	77	40	< 8	21	< 8	25	13	111
SIA B 1.19	Cuirasse Al. inf.	79	< 9	80	50	< 8	12	< 8	20	< 13	108
SIA C 3	Cuirasse Al. sup.	53	< 11	60	46	< 9	27	17	16	150	80
C 5	Horizon de transit.	65	< 8	63	47	9	34	14	19	130	99
C 6.7	Isaltérite sup.	65	8	66	62	< 8	16	10	31	28	104
C 8.10	Isaltérite sup.	60	< 8	70	72	12	16	17	26	32	104
C 11.13	Isaltérite inf.	20	< 8	59	48	13	15	34	12	26	61
SIA D 1.6	Cuirasse fragm.	65	< 8	64	77	< 8	8	< 9	< 10	12	145
D 7.8		38	< 8	49	58	19	16	22	15	28	69
D 10		< 8	< 8	38	43	< 8	9	18	8	12	27
D 12	Isaltérite inf.	< 8	< 8	28	40	44	53	23	50	28	22
D 13	"	< 8	< 8	33	76	30	48	38	14	48	22
D 14	"	< 8	< 8	26	65	25	78	46	52	46	22
D 15	"	< 8	< 8	24	49	< 8	40	100	343	18	16
SS 267	Granite	< 8	23	27	408	< 8	16	100	336	78	22

Les résultats des analyses chimiques obtenus sur ces ensembles et ces horizons, sont portés dans les tableaux XVII à XIX. Quelques plasmas de remplissage des tubules d'origine biologique, décrits dans la cuirasse, ont été analysés séparément et ne sont donnés ici qu'à titre indicatif; ces plasmas pédotubulaires ne seront pas pris en compte pour les calculs de bilans.

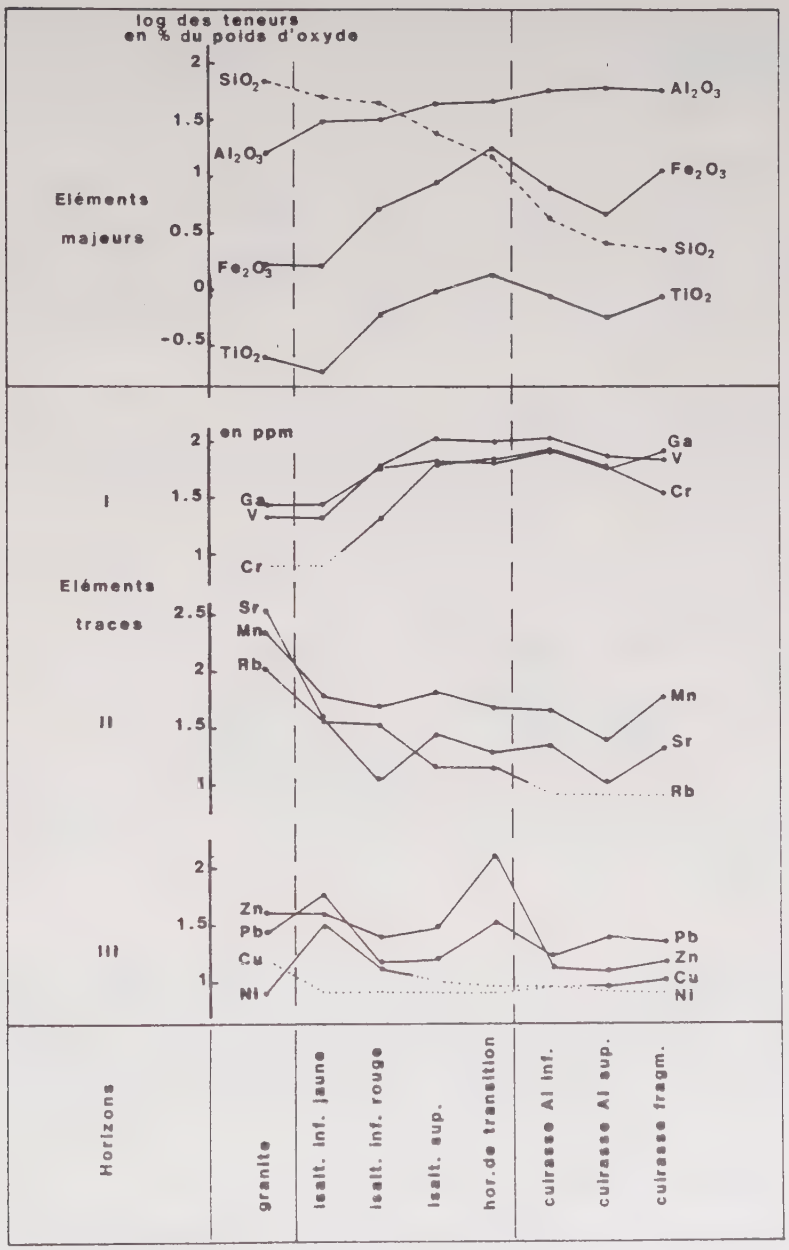


Figure 56: Les variations géochimiques dans la formation bauxitique sur granite du Mont Tato.

Une représentation graphique globale est proposée figure 56 sur laquelle sont reportés les logarithmes des teneurs en % d'oxydes pour les éléments majeurs et en ppm pour les éléments traces. Seules sont prises en compte les analyses pour lesquelles nous disposions à la fois des éléments majeurs et des éléments traces.

a) les variations des éléments et des composés majeurs.

Le comportement des éléments majeurs répond aux lois générales de la ferrallitisation: il y a élimination des éléments alcalins et alcalino-terreux, du silicium, et concentration résiduelle de l'aluminium, du fer et du titane.

- Ca. Mg. Na. K.

Ces éléments sont très rapidement éliminés au niveau de l'isaltérite inférieure. Le sodium et le calcium sont les premiers éléments lixiviés. Leur mise en solution est liée à l'altération des feldspaths. Les rapports de concentration indiquent une mobilité légèrement supérieure pour le sodium.

Une importante quantité de potassium est lixiviée dans l'isaltérite inférieure. Elle correspond à l'altération des orthoses et des microclines. La fraction restante, complètement éliminée en sommet de profil, est liée au maintien des muscovites.

La dégradation des biotites étant plus lente que celle des feldspaths le magnésium est le dernier élément à être éliminé.

L'ordre de départ peut être ainsi présenté:

Na, Ca > K (feldspath) > Mg > K (muscovite).

Ces résultats confirment les données de l'analyse minéralogique. Les minéraux les plus sensibles à l'altération sont les feldspaths plagioclases, puis les feldspaths orthose, les microclines, les biotites et enfin les muscovites.

- SiO_2

La silice libre et la silice combinée sont presque totalement lixiviées. La figure 57a montre la bonne corrélation existant entre la silice totale et la somme des oxyhydroxydes de fer et d'alumine. Les valeurs forment quatre groupements qui correspondent au granite, à l'isaltérite inférieure, à l'isaltérieure supérieure et à l'ensemble cuirasse.

- Al_2O_3. Fe_2O_3. TiO_2

L'aluminium et le fer se concentrent. Aucune corrélation franche ne peut être établie entre ces deux éléments. Cependant, sur la figure 57b, il est possible de constater *deux groupements de valeurs:*

. l'un a des teneurs variables en Al_2O_3 et de faibles teneurs en Fe_2O_3; ces points correspondent aux échantillons *d'isaltérite inférieure*

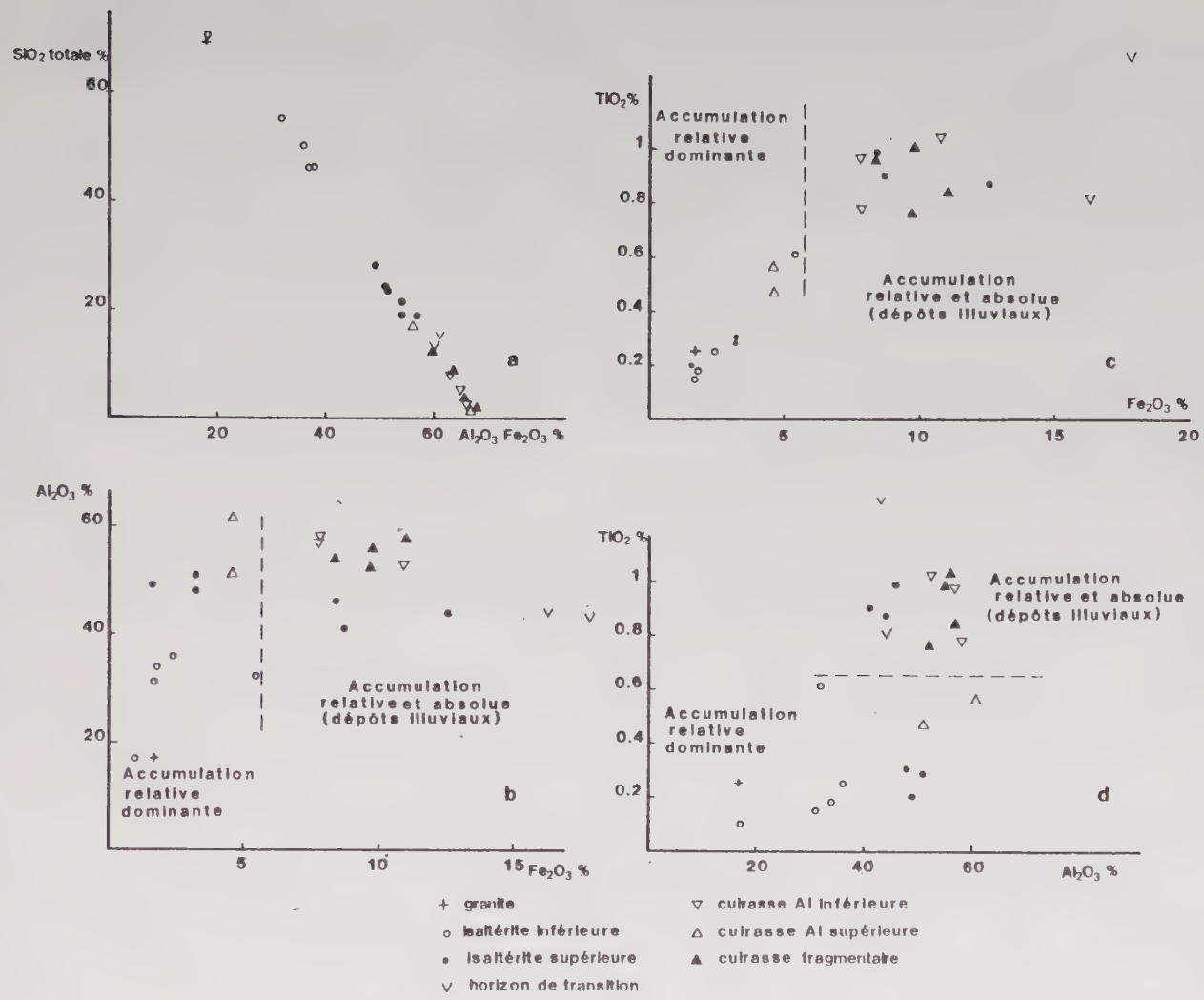


Figure 57: Corrélations entre SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3 et TiO_2 dans la formation bauxitique sur granite du Mont Tato.

et de cuirasse alumineuse supérieure; trois échantillons, bien qu'attribués à l'isaltérite supérieure (fig.57a) font partie de ce groupe; ce sont les échantillons provenant de l'horizon très alumineux qui surmonte directement l'isaltérite inférieure dans le puits D (SIAD 9 à 11), prolongeant ainsi à la périphérie du plateau l'horizon de cuirasse alumineuse supérieure;

. l'autre à des teneurs en Fe_2O_3 comprises entre 8 et 11%, et toujours de fortes teneurs en Al_2O_3; ces points correspondent aux échantillons d'*isaltérite supérieure*, de *cuirasse alumineuse inférieure* et de *cuirasse fragmentaire*. Les deux valeurs extrêmes, à très forte teneur en Fe_2O_3, correspondent à *l'horizon de transition* qui surmonte l'isaltérite supérieure.

Cette distinction se retrouve dans la relation TiO_2-Fe_2O_3 (fig.57c). La corrélation est bonne pour les échantillons du premier groupe où les teneurs en TiO_2 sont inférieures à 0.6%, elle est mauvaise dans le deuxième groupe où les teneurs en TiO_2 tendent alors vers un maximum compris entre 0.9 et 1%.

Cette distinction entre les deux groupes est donc en accord avec *les dépôts cutaniques alumino-ferrugineux*. Ainsi:

. dans le cas de l'isaltérite inférieure et de la cuirasse alumineuse supérieure, ces dépôts sont peu importants; les teneurs en Fe_2O_3 restent faibles; la corrélation TiO_2/Fe_2O_3 est bonne;

. dans le cas de l'isaltérite supérieure, de l'horizon de transition, des cuirasses alumineuses inférieure et fragmentaire, ces dépôts sont importants; les teneurs en Fe_2O_3 sont plus élevées; la corrélation entre TiO_2/Fe_2O_3 est mauvaise.

- Système SiO_2-Al_2O_3-Fe_2O_3.

L'évolution géochimique générale du profil peut être schématisée dans le triangle de composition (fig.58). A partir de l'isaltérite inférieure, *deux voies évolutives* se séparent:

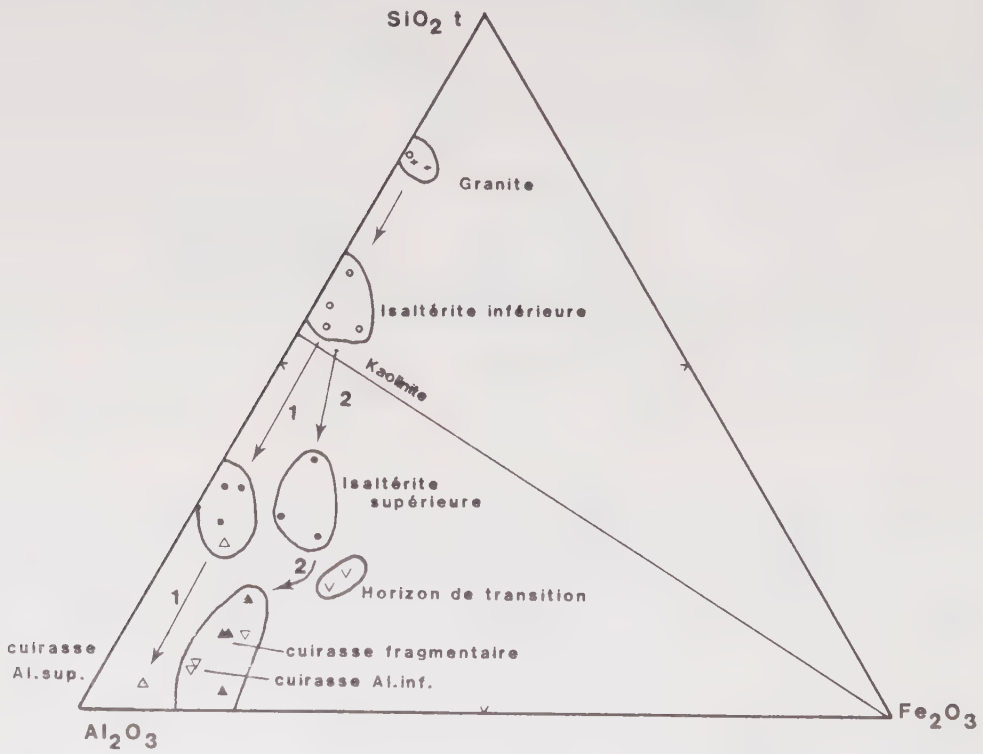


Figure 58: Variations des compositions pondérales (SiO_2-Al_2O_3-Fe_2O_3) des principaux termes de la formation bauxitique sur granite du Mont Tato.

. l'une (1-fig.58) à très faible teneur en Fe_2O_3 correspond aux horizons *exempts de dépôts illuviaux*. Le terme ultime en est la cuirasse alumineuse supérieure du puits A, les termes intermédiaires en étant l'isaltérite supérieure du puits D et la cuirasse alumineuse supérieure du puits C, horizons pauvres en SiO_2 combinée, mais encore riches en quartz.

. l'autre (2-fig.58) correspond aux horizons *présentant des dépôts illuviaux*. Les termes ultimes en sont la cuirasse alumineuse inférieure et la cuirasse fragmentaire, les termes intermédiaires sont l'isaltérite supérieure des puits C et B' et l'horizon de transition ferrugineux.

b) Les variations des éléments traces.

Les moyennes des teneurs en ppm sont reportées dans le tableau XIX. Sur la figure 56, ces valeurs sont présentées suivant trois groupes:

I . les éléments nettement concentrés (Ga, V, Cr)

II . les éléments nettement lixiviés (Mn, Sr, Rb)

III. un groupe d'éléments intermédiaires (Pb, Zn, Cu, Ni)

- Les éléments lixiviés(II).

En quantité notable dans le granite, le rubidium (100ppm) et le strontium(330ppm) sont presque totalement éliminés dans l'isaltérite inférieure, où il ne reste que 20ppm de Rb et 10 à 20ppm de Sr. Le rubidium est totalement absent dans l'ensemble cuirasse alors, que le strontium reste à peu près constant ($\sim$ 20ppm).

Le manganèse est présent dans tous les horizons; les concentrations se dispersent entre 20 et 80ppm indépendamment de la localisation dans le profil. Sa forte teneur dans le granite (408ppm) est probablement liée à un fort pourcentage de biotite dans l'échantillon dosé.

- Les éléments intermédiaires (III).

Le zinc n'est que partiellement éliminé. De 80ppm dans le granite, sa teneur passe à 50ppm dans l'isaltérite inférieure. Il en reste toujours 10 à 20ppm dans l'ensemble cuirasse. On note cependant une forte concentration dans l'horizon de transition.

Les teneurs en cuivre sont toujours inférieures à 8ppm sauf dans l'ensemble cuirasse, où sa présence a été plus nettement détectée (8 à 10ppm).

Le plomb et le nickel ont un comportement voisin, dans l'isaltérite inférieure, où leurs teneurs passent de 16ppm à 80ppm pour Pb, de 8ppm à 40ppm pour Ni. Puis le nickel est lixivié ($<$ 8ppm dans la cuirasse), alors que le plomb a un comportement voisin à celui du zinc.

- Les éléments concentrés (I).

Le chrome, le gallium et le vanadium se concentrent nettement et suivent en cela l'aluminium, le fer et le titane. Sur la figure 59, sont reportées les teneurs de chacun de ces éléments en fonction de

Fe_2O_3 et de Al_2O_3. Les corrélations ne paraissent pas significatives pour Cr. Par contre, les comportements particuliers de V et Ga peuvent conduire à quelques remarques.

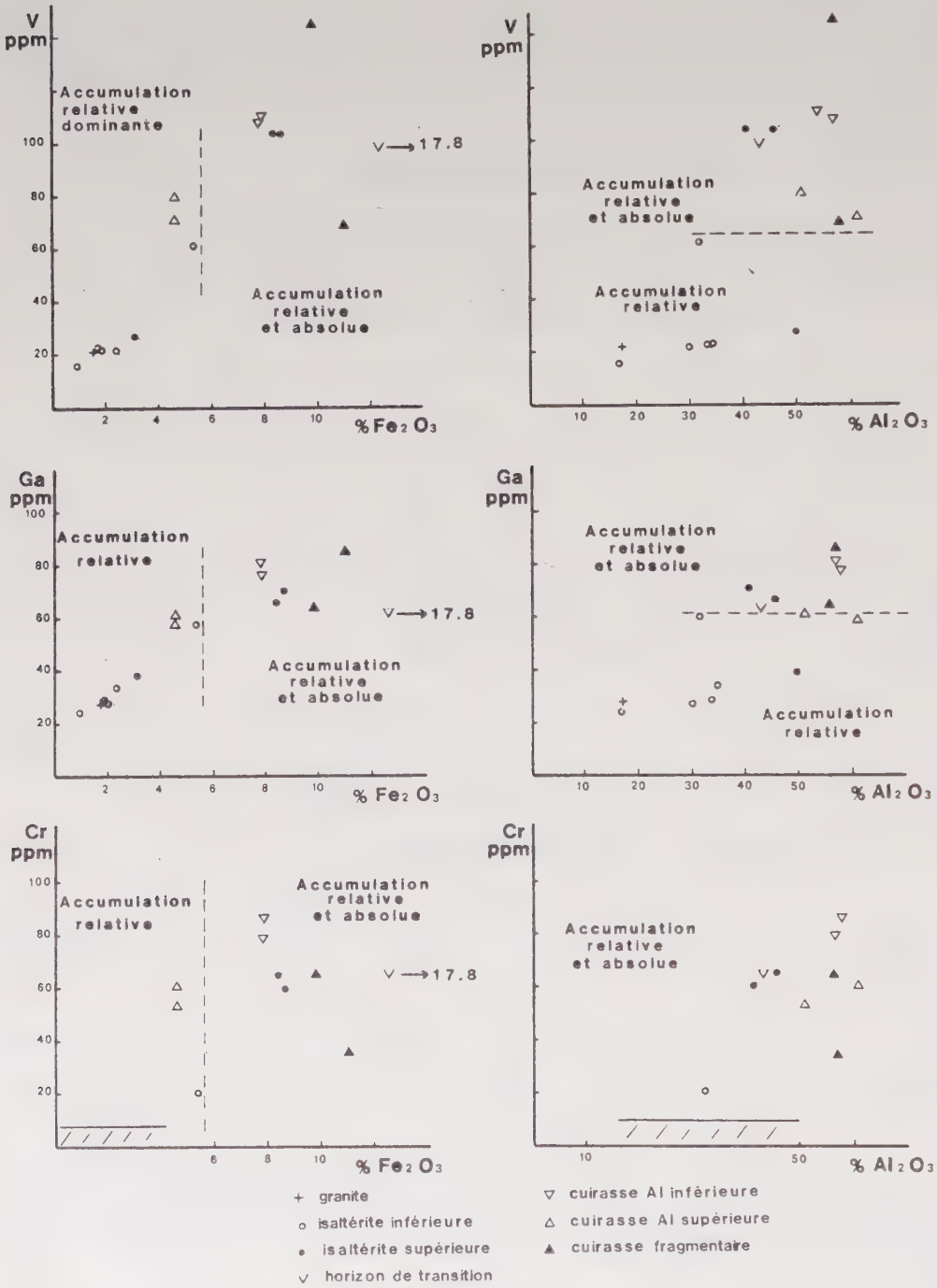


Figure 59: Corrélations V, Ga et Cr avec Fe_2O_3 et Al_2O_3 dans la formation bauxitique sur granite du Mont Tato.

On retrouve pour ces éléments traces, les deux groupes de valeurs mis en évidence pour les éléments majeurs (fig.59). Le premier groupe correspond aux échantillons de l'isaltérite inférieure, les teneurs en V et Ga restent faibles, les corrélations sont bonnes avec Fe_2O_3 et Al_2O_3.

Le deuxième groupe correspond aux échantillons de l'isaltérite supérieure, de la cuirasse alumineuse inférieure, et de la cuirasse fragmentaire. Les teneurs en V et Ga sont plus élevées, il se maintient une corrélation avec Fe_2O_3. Il n'est cependant pas certain que le vanadium et le gallium soient indubitablement liés au fer; en effet, les concentrations en Fe_2O_3 qui se produisent dans l'horizon de transition et dans la cuirasse fragmentaire ne s'accompagnent pas, par rapport à la cuirasse alumineuse inférieure, d'une augmentation des valeurs de V et Ga.

Entre ces deux groupes de valeurs nettement distincts, se placent notamment dans les représentations des relations V/Fe_2O_3 et Ga/Fe_2O_3, les valeurs de l'isaltérite inférieure (SIAC 11-13), où l'on avait observé les premiers apports de kaolinite en vermicules et d'hydroxydes de fer, et les valeurs de la cuirasse alumineuse supérieure.

Ainsi il paraît assuré que la concentration de ces éléments (V, Ga et Cr) est directement liée aux dépôts illuviaux et qu'elle correspond . . comme pour Fe et Al à un processus d'accumulation absolue.

c) Les concentrations brutes et les accumulations.

Les concentrations brutes calculées pour Al_2O_3, Fe_2O_3 et TiO_2 et pour les éléments traces (tabl.XX) autorisent les quelques remarques suivantes:

. Dans *l'isaltérite inférieure* les concentrations se classent selon l'ordre décroissant:

$$Al \succ Fe, Ti, Ga \succ Cr, V$$

Les dépôts cutaniques sont peu importants. Seul Al accuse une forte concentration et son accumulation est principalement résiduelle.

. Au sommet de *l'isaltérite inférieure,* l'ordre se modifie :

$$Fe \succ V \succ Ti \succ Ga \succ Cr \succ Al$$

Ainsi il apparaît qu'aux accumulations absolues de fer, définies dans cet horizon sont aussi liées les accumulations de V, Ti, Ga, Cr.

. Dans *l'isaltérite supérieure,* les concentrations de tous les éléments croissent:

$$Cr \succ V \succ Fe \succ Ti \succ Al \succ Ga$$

Cette augmentation et ce changement dans l'ordre paraissent donc bien en relation avec les dépôts illuviaux alumino-ferrugineux décrits.

. Dans *la cuirasse alumineuse inférieure* l'ordre de l'isaltérite supérieure est respecté bien que les concentrations d'Al, Cr, V et Ga croissent, alors que celles de Fe et Ti diminuent. Cette diminution en Fe et Ti est corrélative de l'augmentation des concentrations de ces éléments dans *l'horizon de transition* entre l'isaltérite supérieure et cette cuirasse.

Tableau XX: Les concentrations brutes de Al_2O_3, Fe_2O_3, TiO_2 et des éléments traces (Cr, V, Ga) dans la formation bauxitique du Mont Tato.

Echantillons	Horizons	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	Cr	V	Ga
SIA A 1-3	Cuirasse fragm.	3.3	6.3	3.4	4	3.1	3.1
A 1-4	Cuirasse Al. sup.	3.5	2.6	2.2	7	3.2	2.1
A 5-18	Cuirasse Al. inf.	3.4	4.5	3.1	10	5.1	2.8
SIA B 1-19	Cuirasse Al. inf.	3.3	4.5	3.9	9	4.9	2.9
SIA B'1-4	Cuirasse fragm.	3.2	4.7	3.9			
B'5	Cuirasse Al. inf.	3.1	6.2	4.2			
B'6	Horizon de transit.	2.5	9.3	3.2			
B'7-8	Isaltérite sup.	2.6	7.2	3.5			
SIA C 1	Cuirasse fragm.	3.0	5.6	3.0			
C 2-3	Cuirasse Al. sup.	3.0	2.6	1.9	7	3.6	2.2
C 5	Horizon de transit.	2.5	10.2	5.3	8	4.5	2.3
C 6-7	Isaltérite sup.	2.6	4.8	3.9	8	4.7	2.4
C 8-10	Isaltérite sup.	2.4	5.1	3.6	7	4.7	2.6
C 11-13	Isaltérite inf.	1.9	3.1	2.4	2	2.8	2.2
SIA D 1-6	Cuirasse fragm.	3.3	5.6	4.1	8	6.6	2.4
D 9	Isaltérite sup.	2.8	1.8	1.2			
D 10	"	3.0	1.8	1.1	1	1.2	1.4
D 11	"	2.8	0.9	0.8			
D 12	Isaltérite inf.	2.0	1.0	0.7	1	1	1
D 13	"	1.9	2.2	2.2	1	1	1.2
D 14	"	1.8	1.0	0.6	1	1	1
D 15	"	0.98	0.6	0.4	1	0.7	0.9
SS 267	Granite	1	1	1	1	1	1

Tableau XXI: Les concentrations à volume constant de SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3 et TiO_2 dans la formation bauxitique du Mont Tato.

Echantillons	Horizons	SiO_2 libre	SiO_2 combinée	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	d.app.
SIA A 1-3	Cuirasse fragm.	0	0.04	2.5	4.7	2.5	1.95
A 4	Cuirasse Al. sup.	0	0.04	2.4	1.8	1.5	1.77
A 5-18	Cuirasse Al. inf.	0	0.05	2.3	3.1	2.1	1.77
SIA B 1-19	Cuirasse Al. inf.	0.05	0.05	2.2	3.0	2.6	1.73
SIA B'1-4	Cuirasse fragm.	0.11	0.05	2.2	3.2	2.7	1.79
B'5	Cuirasse Al. inf.	0.13	0.05	2.1	4.2	2.8	1.77
B'6	Horizon de transit.	0.27	0.04	1.7	6.4	2.2	1.77
B'7-8	Isaltérite sup.	0.20	0.14	1.6	4.5	2.2	1.61
SIA C 1	Cuirasse fragm.	0.17	0.08	2.1	3.9	2.1	1.84
C 2-3	Cuirasse Al. sup.	0.28	0.10	2.1	1.8	1.3	1.80
C 5	Horizon de transit.	0.14	0.11	1.4	5.8	3.0	1.47
C 6-7	Isaltérite sup.	0.15	0.20	1.6	2.8	2.3	1.54
C 8-10	"	0.25	0.27	1.5	3.2	2.3	1.68
C 11-13	Isaltérite inf.	0.65	0.21	1.1	1.8	1.4	1.51
SIA D 1-6	Cuirasse fragm.	0.10	0.06	2.3	3.9	2.8	1.79
D 9	Isaltérite sup.	0.37	0.16	1.9	1.3	0.8	1.79
D 10	"	0.33	0.13	2.2	1.4	0.8	1.93
D 11	"	0.38	0.15	2.0	0.6	0.6	1.83
D 12	Isaltérite inf.	0.35	0.48	1.2	0.6	0.4	1.56
D 13	"	0.46	0.35	1.1	1.3	1.3	1.53
D 14	"	0.68	0.51	1.3	0.7	0.4	1.87
D 15	"	1.04	0.76	0.8	0.5	0.3	2.24
SS 267	Granite	1	1	1	1	1	2.61

. Dans *la cuirasse alumineuse supérieure* l'ordre des concentrations

$$Cr > Al > V > Fe > Ti > Ga$$

est en relation avec celui d'une isaltérite inférieure, mais Cr, Al, V sentent alors les concentrations les plus fortes qui correspondent à la présence de nombreux gibbsitanes.

. Dans *la cuirasse fragmentaire* l'ordre des concentrations

$$Fe > Cr > Ti > Al > V > Ga$$

est en relation avec ceux de l'isaltérite supérieure et de la cuirasse alumineuse inférieure. Cependant les concentrations de Cr, Al et V diminuent. Ainsi la diminution de ces trois éléments dans cet horizon est corrélative de leur augmentation dans l'horizon sous jacent de cuirasse alumineuse supérieure.

En conclusion Al et Ga ont en moyenne les concentrations brutes les plus faibles. Bien que les teneurs en Al_2O_3 soient toujours les plus élevées, il apparaît que l'accumulation de Fe_2O_3 est primordiale au cours de la bauxitisation. Cette accumulation de fer s'accompagne de l'accumulation de Ti, Cr et V.

2 -LE BILAN DE L'ALTERATION.

La réalisation d'un bilan géochimique nécessite le choix et l'utilisation d'un paramètre constant. Aucun des éléments ne peut, dans le cas de ce profil, satisfaire à cette exigence. Les analyses pétrographiques nous ayant montré que les textures étaient très peu perturbées non seulement au niveau de la zone de départ, mais aussi à celui des horizons d'accumulations, le *raisonnement isovolumétrique* (MILLOT et BONIFAS, 1955) peut donc être utilisé ici.

a) L'application du raisonnement isovolumétrique.

Les concentrations à volume constant pour SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3 et TiO_2, sont données dans le tableau XXI. Les bases étant rapidement lixiviées ne figurent pas dans ce tableau.

D'autre part, les moyennes des concentrations brutes, isotitanes et isovolumes par horizon pour Al_2O_3 et Fe_2O_3, sont données à titre de comparaison dans le tableau XXII.

Tableaux XXII: Les moyennes des concentrations brutes(B), isovolumes (V_c) et isotitanes (Ti_c) dans la formation bauxitique du Mont Tato.

Horizons	Al_2O_3			Fe_2O_3		
	B	V_c	Ti_c	B	V_c	Ti_c
Cuirasse fragmentaire	3.2	2.3	0.9	5.6	3.9	1.6
Cuirasse Al.sup.	3.5	2.4	1.6	2.6	1.8	1.2
Cuirasse Al.inf.	3.3	2.2	1.0	4.5	3.0	1.3
Horizon de transition	2.5	1.6	0.6	9.8	6.0	2.4
Isaltérite supérieure	2.5	1.6	0.7	5.7	3.5	1.6
Isaltérite inférieure	1.9	1.2	1.8	1.8	1.1	1.3
Zone de départ (SiA.D15)	1.0	0.8	2.5	0.6	0.5	1.4

Les concentrations à volume constant pour Al_2O_3 reportées en fonction des concentrations en SiO_2 soit libre, soit combinée (fig.60) se distribuent bien suivant trois zones, correspondant à l'isaltérite inférieure, à l'isaltérite supérieure et à l'ensemble cuirasse.

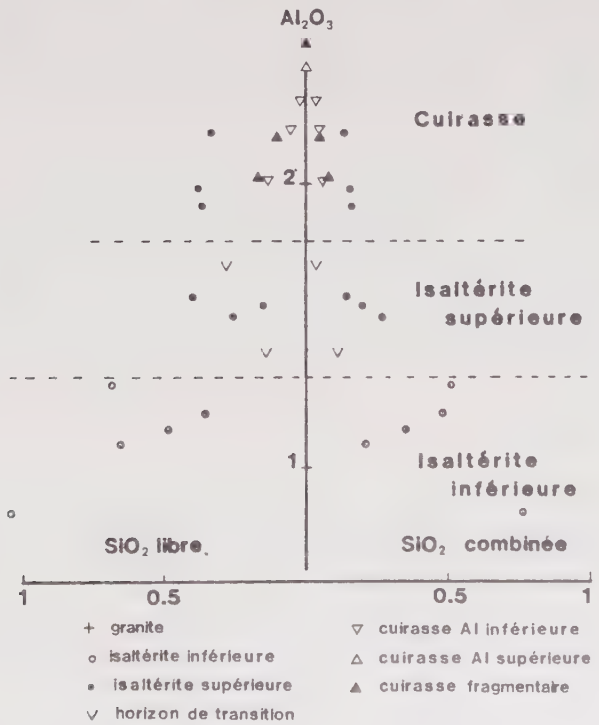


Figure 60: Les concentrations isovolumes en Al_2O_3, SiO_2 libre et SiO_2 combinée.

- Les pertes et les gains dans l'isaltérite inférieure.

C'est essentiellement l'horizon d'accumulation relative. Les éléments alcalins et alcalino-terreux sont éliminés très rapidement. Une partie du potassium est liée à la conservation des muscovites, qui ne seront que progressivement et partiellement détruites jusqu'en sommet de profil.

. *Les pertes en SiO_2.*

La dissolution des quartz est très forte. Le processus est plus lent à la base du puits C (35%) qu'au niveau du puits D (65%) sans doute en raison de la position plus marginale du puits D. On constate une faible concentration de SiO_2 libre (1.04 en SIA D15), ce qui confirme la présence temporaire de silice secondaire.

La perte en silice combinée est aussi très forte, jusqu'à 80%.

. *Les pertes et les gains en Al_2O_3.*

Au contact du granite (SIAD 15) on enregistre une *perte* moyenne en alumine (15 à 20%) qui peut correspondre soit à la mobilité des gels de la phase prégibbsitique (GASTUCHE et HERBILLON, 1962), soit à la migration d'ions aluminium encore liés aux micelles siliciques (PEDRO, 1964). Cependant une bonne partie de la perte d'alumine peut être due à l'expansion du granite par décompression. On peut estimer que cette expansion se situerait entre 1 et 2%, et accepter ainsi un léger déficit d'alumine. Pour les autres horizons de l'isaltérite inférieure, le gain moyen d'alumine est de 15 à 20%. En l'absence de tassement, cette augmentation se relie bien aux précipitations d'halloysite dans les fissures et de kaolinite en vermicules dans la partie supérieure de cette isaltérite.

. *Les gains en Fe_2O_3.*

Il est difficile d'assurer le bilan de cet élément au niveau de l'isaltérite inférieure du puits D en raison de sa faible teneur (1 à 3%), et en raison de l'hétérogénéité du granite (présence de filonnets riches en biotite). Le calcul a été effectué en prenant en compte la teneur en fer d'un granite leucocrate (1.74%), qui représente le faciès majeur du Mont Tato, si l'on tient compte des passées à biotite (3.82%), la différence est alors d'environ 60%, ramenant ainsi les variations à des valeurs proches de 0. On ne peut donc conclure à un départ certain du fer à ce niveau.

Par contre, à la base du puits C, le gain en fer est net ($\sim$ 80%). Les échantillons moyens analysés sur 1.10m accusent tous cette augmentation, sans qu'il s'agisse pour autant de passées micacées.

A cet apport de fer dans l'isaltérite inférieure correspond aussi un enrichissement en V et Ga (fig.59). Il s'agit donc bien ici d'accumulations absolues du fer, que nous avons observées sous forme de cristallisation de goethite, postérieures aux vermicules de kaolinite.

- Les gains dans l'isaltérite supérieure.

Cette isaltérite supérieure est un horizon d'accumulation absolue, marqué par d'importants dépôts illuviaux (ferrigibbsitanes), qui se sont mis en place dans les vides laissés par l'altération des feldspaths et la dissolution des quartz. Ces dépôts consolident la texture et empêchent l'effondrement de la structure.

Les teneurs en alumine sont en augmentation de 60% par rapport à la roche mère, soit 40% de plus que pour l'isaltérite inférieure. Ces 40% représentent un apport d'alumine d'environ 20g/100cm^3. Si toutes les accumulations se faisaient sous forme de kaolinite (ferriargilanes), l'apport correspondant en silice combinée serait de 23g/100cm^3 soit 100% de plus que les teneurs de l'isaltérite inférieure.On constate, au niveau de l'isaltérite supérieure une légère augmentation de la silice combinée (5 à 10% en SIAC 8-10), mais en aucun cas cette valeur de 100% n'est atteinte. Comparativement, les teneurs en Fe_2O_3 augmentent en moyenne de 170% par rapport à l'isaltérite inférieure.

Ces résultats confirment que l'essentiel des dépôts illuviaux de fer et d'alumine se réalise bien sous forme de produits amorphes alumino-ferrugineux à l'origine des ferrigibbsitanes. Les dépôts de ferriargilanes ne sont pas à exclure en raison de la faible augmentation des teneurs en silice combinée, mais ils ne représentent pas ici les aspects dominants de l'accumulation absolue et correspondent plutôt aux dépôts ultimes. L'importance de tels dépôts de fer et d'alumine sous forme amorphe a déjà été envisagé par PARRON et MPIANA (1983) dans les bauxites.

- Les gains et les pertes dans la cuirasse alumineuse inférieure.

Les gains en Al_2O_3 représentent en moyenne 120% par rapport au granite, soit 60% par rapport à l'isaltérite supérieure. Ils sont à mettre en relation avec les remobilisations de l'alumine liées d'une part aux dissolutions de la gibbsite à la surface du profil, d'autre part aux pertes de fer intervenant dans le passage de l'isaltérite à la cuirasse. En effet, on constate, toujours par rapport à l'isaltérite supérieure, des pertes en Fe_2O_3 que l'on peut estimer à 50%. Une partie importante du fer reste en mouvement dans l'isaltérite supérieure, où elle est susceptible de se fixer notamment au sommet de cette isaltérite, dans l'horizon de transition où les gains enregistrés sont nettement supérieurs à 250%. Cet horizon correspond au niveau supérieur de la nappe, relevé dans les puits B et C.

- Les gains et les pertes dans la cuirasse alumineuse supérieure.

Le raisonnement isovolumétrique n'est qu'une indication. En effet en raison de l'effondrement de la structure il ne peut être considéré comme exact. Les gains en Al_2O_3 peuvent être estimés à 140% par rapport au granite, 120% par rapport à l'isaltérite inférieure, alors que les gains en Fe_2O_3 représentent 80% par rapport au granite et sont donc égaux aux gains dans l'isaltérite inférieure. Cet horizon de cuirasse, peu épais,dans lequel des textures sont toujours reconnaissables, est à rapprocher de la partie moyenne du puits D (SIAD 9-11) surmontant directement l'isaltérite inférieure. Ces deux horizons se caractérisent par l'absence d'importants dépôts illuviaux alumino-ferrugineux. La forte concentration de l'alumine, déjà mise en évidence par les analyses pondérales, paraît donc bien en accord avec les gibbsitanes dont le dépôt provient d'une redistribution de l'alumine de la cuirasse fragmentaire et avec un tassement de cet horizon.

- Les gains et les pertes dans la cuirasse fragmentaire.

Bien que l'on retrouve dans cet horizon des textures originelles et des ferrigibbsitanes, le raisonnement isovolumétrique ne peut être utilisé qu'avec réserve en raison des remaniements superficiels importants qui sont également observés. Son application montrerait que les gains sont plus élevés pour Fe_2O_3 (en moyenne 90%) que pour Al_2O_3 (10 à 20%), par rapport à la cuirasse alumineuse inférieure.

Par comparaison à celle-ci, et si l'on considère l'alumine fixe, un très faible indice de tassement (1.1) est alors suffisant pour obtenir les concentrations d'alumine. Cet indice est par contre nettement insuffisant pour obtenir les fortes teneurs en Fe_2O_3, pour lequel il faudrait faire appel à une source extérieure, absente du paysage.

Si au contraire, on considère le fer fixe, l'augmentation (toujours par rapport à la cuirasse alumineuse inférieure) est en moyenne de 90%, soit un indice de tassement de 1.9. Les valeurs corrigées de l'alumine indiquent dans ces conditions un déficit de 80%. Il a été effectivement possible d'observer dans ce sommet de profil une dissolution des cristaux de gibbsite, et leur épigénie par le fer.

Cependant ce résultat ne peut être qu'approximatif. Le fer redistribué dans le profil ne peut provenir, comme l'alumine, que des horizons superficiels. Les pertes sont alors très probablement supérieures à la valeur avancée. Ainsi, ce mode de calcul fait uniquement apparaître dans l'horizon de surface la plus grande mobilité de l'alumine par rapport au fer.

- Conclusion sur le raisonnement isovolumétrique.

Le tableau XXIII résume pour Al_2O_3 et Fe_2O_3 les principaux résultats obtenus à partir du raisonnement isovolumétrique.

Dans chaque horizon, sauf dans la cuirasse alumineuse supérieure les gains en Fe_2O_3 sont plus élevés que les gains en Al_2O_3. Les gains les plus importants en Fe_2O_3 se localisent dans l'isaltérite supérieure, dans l'horizon de transition et dans la cuirasse fragmentaire. Les gains les plus importants en Al_2O_3 se localisent dans l'isaltérite supérieure et dans la cuirasse alumineuse inférieure.

Ces bilans permettent aussi de mettre en évidence que Al_2O_3 est plus stable que Fe_2O_3 dans les cuirasses alumineuses inférieure et supérieure, et qu'à l'inverse Fe_2O_3 est plus stable que Al_2O_3 dans la cuirasse fragmentaire.

La comparaison des concentrations brutes et isovolumes (tabl.XXII) montre que si les variations sont de même sens, les concentrations brutes sont nettement plus élevées et ne permettent pas de raisonner en terme de bilan. Les concentrations isotitanes sont beaucoup plus faibles et leurs variations moins significatives dans les isaltérites que dans la cuirasse où les teneurs en TiO_2 tendent à rester stables, aux environs de 1%.

Tableau XXIII: Les pourcentages des gains en Al_2O_3 et Fe_2O_3 dans les horizons de la formation bauxitique sur granite du Mont Tato.

HORIZONS	EPAISSEUR	DEPOTS ILLUVIAUX	Al_2O_3	Fe_2O_3
Cuirasse fragm.	1 m		130 %	290 %
Cuirasse Al. sup.	0.5 à 1 m	gibbsitanes	140 %	80 %
Cuirasse Al. inf.	10 à 15 m	gibbsitanes	120 %	200 %
Horizon de trans.	0.2 à 0.5 m	plasma ferr.	60 %	> 250 %
Isaltérite sup.	3 à 5 m	ferrigibbsitanes ferriargilanes	60 %	250 %
Isaltérite inf.	> 2 m	kaolinite + Fe halloysite	20 %	80 % 0 %
Granite			44g/100 cm^3	4,5g/100 cm^3

b) La lithodépendance et l'évaluation de l'âge de cette formation bauxitique.

En se basant sur les résultats obtenus à partir de ces bilans isovolumes, il est possible d'évaluer l'épaisseur de granite nécessaire à la formation du profil actuel.

La puissance totale du profil actuel établie par sondage électrique, est de 18.20m. En fonction des épaisseurs des horizons telles qu'elles ont été relevées dans les puits, il est possible d'admettre la répartition suivante des épaisseurs comme représentative de la formation:

Cuirasse démantelée 1m
Cuirasse alumineuse supérieure 1m
Cuirasse alumineuse inférieure 10m
Horizon de transition 0.50m
Isaltérite supérieure 4m.
Isaltérite inférieure 2m.

L'application horizon par horizon des coefficients d'augmentation des teneurs en alumine ou en fer, amène à constater qu'en l'absence d'apports latéraux, une *épaisseur de 45m de granite* est nécessaire pour former ce profil.

Les vitesses d'altération ont déjà été évaluées à plusieurs reprises, en général à partir de bilan de grands bassins versants. C'est ainsi que CORBEL (1957) a proposé le chiffre de 5mm de roche par millénaire pour le bassin de l'Amazone, HERVIEU (1968) estime à Madagascar une vitesse de 4 à 8 mm/1000 ans. Plus récemment, GAC (1979), dans un bilan très complet du bassin du Tchad, a calculé une vitesse d'altération de 13.9 mm/1000 ans.

D'autres valeurs, concernant la vitesse de progression du front d'altération, ont également été fournies par TRESCASES (1973) à partir des péridotites de Nouvelle-Calédonie. Par un bilan géochimique complet des roches et des eaux de sources, il établit une progression de 29 mm/1000 ans. Il estime toutefois, par comparaison aux données de CORBEL, HERVIEU, LENEUF (1959), que la vitesse d'altération est plus rapide pour des roches basiques que pour des roches acides.

FRITZ et TARDY (1973) à partir d'un modèle théorique proposent 3 mm/1000 ans.

LENEUF (1959), dans un précédent travail qui concernait cette même région de Lakota et Divo, a estimé la vitesse d'altération comprise entre 5 et 50 mm/1000 ans. Il se base sur les pertes de la roche en silice et sur les teneurs en cet élément dans les eaux de drainage (25.5mg/l, 12.5mg/l, 7.1mg/l), et considère deux conditions extrêmes de drainage: 1000mm et 400mm d'eau par an.

Estimant que le profil du Mont Tato se trouve soumis à des *conditions optimales de drainage (1000mm/an)*, nous serions conduits à admettre pour la silice une *charge de 25.5mg/l*. Mais il est probable que le drainage soit surévalué. En effet, ROOSE (1980), dans son étude sur la basse Côte d'Ivoire, établit un coefficient de drainage égal à 25% de la pluviosité, soit 425mm pour une pluviosité de 1700mm. Quant à la teneur en silice des eaux, elle est elle-même peut-être sous estimée. En effet, au pied du massif basique de l'Oroumbo Bocca, l'analyse d'une eau de source a donné: 64mg/l SiO_2.

Néanmoins avec les chiffres retenus, on parvient à une estimation selon laquelle, pour évacuer la totalité de la silice dans un m^3 de granite, soit 1800kg de SiO_2, il faudrait 70588 ans. Le front d'altération progresserait alors de 14mm/1000 ans, valeur analogue à celle qui fut établie par GAC (1979). Ces conditions supposées constantes impliquent ainsi une période de 3.2 Ma pour altérer les 45m de granite qui ont été reconnus nécessaires pour former le profil.

On pourrait donc considérer que ce profil a pu se constituer depuis la *fin Tertiaire*.L'horizon de cuirasse alumineuse supérieure marquerait la reprise de l'altération intervenue à cette époque. L'horizon de cuirasse démantelée serait alors le reste d'une ancienne cuirasse alumineuse, qui a joué un rôle protecteur pour le développement du profil actuel et un rôle de réservoir en alumine et en fer.

3 - CONCLUSION SUR L'ETUDE GEOCHIMIQUE DE LA FORMATION BAUXITIQUE ISALTERITIQUE DU MONT TATO.

De cette étude géochimique de la bauxite sur granite du Mont Tato on retiendra plus particulièrement *l'existence de deux voies évolutives* et *la continuité géochimique* des termes dans chacune de ces voies.

L'une de ces voies est principalement liée à l'accumulation relative (isaltérite inférieure et cuirasse alumineuse supérieure), l'autre liée aux accumulations relatives et absolues (isaltérite supérieure, cuirasse alumineuse inférieure, cuirasse fragmentaire); de plus les gains en Al_2O_3 et surtout en Fe_2O_3 sont élevés et marquent l'importance des *accumulations absolues*. Ainsi dans l'horizon le plus épais (cuirasse alumineuse inférieure) l'alumine augmente de 120% et le fer de 200% par rapport au granite(cf.ch.I.fig.23). De plus, dès les premiers stades de l'altération (isaltérite inférieure) 20% de l'alumine provient d'une accumulation absolue, réalisée sous forme d'halloysite et de kaolinite.

Une nette *distinction* s'établit, à partir des corrélations de certains des éléments concentrés (Ti, V, Ga) avec le fer entre les horizons où dominent les *accumulations relatives* et ceux qui sont enrichis par les *accumulations absolues*.

Le fer apparaît donc ici comme l'élément dominant de ces accumulations absolues, et son augmentation assure l'induration de la formation. Si l'augmentation des autres éléments (Ti, Ga, V, Cr) est aussi indiscutablement liée aux accumulations absolues, il ne semble pas que ceux-ci participent à la composition des oxyhydroxydes de fer.

Enfin, bien que les accumulations absolues de fer et d'aluminium se réalisent conjointement dans l'isaltérite supérieure (ferrigibbsitanes, ferriargilanes), ces deux éléments montreront *un comportement indépendant*, lors des transformations ultérieures de ces accumulations, et l'aluminium apparaîtra alors comme l'élément le plus stable dans la cuirasse alumineuse inférieure et le moins stable dans la cuirasse fragmentaire.

II. LA FORMATION BAUXITIQUE PISOLITIQUE SUR GRANITE DE LAKOTA

1 - LES VARIATIONS GEOCHIMIQUES PONDERALES.

Dans la première partie (cf.ch III),deux ensembles pétrologiques ont été définis dans la formation bauxitique à pisolites des collines basses de Lakota :

- Altérites
  - . Isaltérite kaolinitique
  - . Allotérite kaolinitique
- Cuirasses
  - . Cuirasse massive alumineuse isaltéritique
  - . Cuirasse fragmentaire argilo-ferrugineuse
  - . Cuirasse fragmentaire alumineuse pisolitique

Un des caractères essentiels mis en évidence dans cette formation est la discontinuité existant entre la cuirasse pisolitique et les horizons sous-jacents. Les variations géochimiques pondérales vont confirmer cette discontinuité dans le profil.

Les résultats d'analyses sont donnés dans les tableaux XXIV et XXV. Les logarithmes des teneurs, en pourcentages d'oxydes pour les éléments majeurs et en ppm pour les éléments traces, sont reportés par horizon sur la figure 61.

a) Les variations des éléments et des composés majeurs.

- Ca. Na. K. Mg.

Les bases ne sont pas mentionnées, car elles sont déjà totalement éliminées dans l'altérite. Seul le potassium est en quantité dosable dans l'isaltérite kaolinitique (0.20%); il est complètement lixivié dans l'allotérite, présent à nouveau dans la bauxite massive (0.15%), totalement absent de la bauxite à pisolites.

- SiO_2

La silice libre est presque entièrement lixiviée entre isaltérite et allotérite. Il n'y en a plus trace dans les horizons à bauxite massive ou pisolitique. La silice combinée est présente dans les deux horizons

3 - CONCLUSION SUR L'ETUDE GEOCHIMIQUE DE LA FORMATION BAUXITIQUE ISALTERITIQUE DU MONT TATO.

De cette étude géochimique de la bauxite sur granite du Mont Tato on retiendra plus particulièrement *l'existence de deux voies évolutives* et *la continuité géochimique* des termes dans chacune de ces voies.

L'une de ces voies est principalement liée à l'accumulation relative (isaltérite inférieure et cuirasse alumineuse supérieure), l'autre liée aux accumulations relatives et absolues (isaltérite supérieure, cuirasse alumineuse inférieure, cuirasse fragmentaire); de plus les gains en Al_2O_3 et surtout en Fe_2O_3 sont élevés et marquent l'importance des *accumulations absolues*. Ainsi dans l'horizon le plus épais (cuirasse alumineuse inférieure) l'alumine augmente de 120% et le fer de 200% par rapport au granite(cf.ch.I.fig.23). De plus, dès les premiers stades de l'altération (isaltérite inférieure) 20% de l'alumine provient d'une accumulation absolue, réalisée sous forme d'halloysite et de kaolinite.

Une nette *distinction* s'établit, à partir des corrélations de certains des éléments concentrés (Ti, V, Ga) avec le fer entre les horizons où dominent les *accumulations relatives* et ceux qui sont enrichis par les *accumulations absolues*.

Le fer apparaît donc ici comme l'élément dominant de ces accumulations absolues, et son augmentation assure l'induration de la formation. Si l'augmentation des autres éléments (Ti, Ga, V, Cr) est aussi indiscutablement liée aux accumulations absolues, il ne semble pas que ceux-ci participent à la composition des oxyhydroxydes de fer.

Enfin, bien que les accumulations absolues de fer et d'aluminium se réalisent conjointement dans l'isaltérite supérieure (ferrigibbsitanes, ferriargilanes), ces deux éléments montreront *un comportement indépendant*, lors des transformations ultérieures de ces accumulations, et l'aluminium apparaîtra alors comme l'élément le plus stable dans la cuirasse alumineuse inférieure et le moins stable dans la cuirasse fragmentaire.

II. LA FORMATION BAUXITIQUE PISOLITIQUE SUR GRANITE DE LAKOTA

1 - LES VARIATIONS GEOCHIMIQUES PONDERALES.

Dans la première partie (cf.ch III),deux ensembles pétrologiques ont été définis dans la formation bauxitique à pisolites des collines basses de Lakota :

- Altérites
  - . Isaltérite kaolinitique
  - . Allotérite kaolinitique
- Cuirasses
  - . Cuirasse massive alumineuse isaltéritique
  - . Cuirasse fragmentaire argilo-ferrugineuse
  - . Cuirasse fragmentaire alumineuse pisolitique

Un des caractères essentiels mis en évidence dans cette formation est la discontinuité existant entre la cuirasse pisolitique et les horizons sous-jacents. Les variations géochimiques pondérales vont confirmer cette discontinuité dans le profil.

Les résultats d'analyses sont donnés dans les tableaux XXIV et XXV. Les logarithmes des teneurs, en pourcentages d'oxydes pour les éléments majeurs et en ppm pour les éléments traces, sont reportés par horizon sur la figure 61.

a) Les variations des éléments et des composés majeurs.

- Ca. Na. K. Mg.

Les bases ne sont pas mentionnées, car elles sont déjà totalement éliminées dans l'altérite. Seul le potassium est en quantité dosable dans l'isaltérite kaolinitique (0.20%); il est complètement lixivié dans l'allotérite, présent à nouveau dans la bauxite massive (0.15%), totalement absent de la bauxite à pisolites.

- SiO_2

La silice libre est presque entièrement lixiviée entre isaltérite et allotérite. Il n'y en a plus trace dans les horizons à bauxite massive ou pisolitique. La silice combinée est présente dans les deux horizons

Tableau XXIV: La composition chimique moyenne des différents horizons de la formation bauxitique pisolitique de Lakota.

Echantillons	nb d'' échan.	Horizons	SiO_2 libre	SiO_2 combinée	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	H_2O
DAG A 2-4a	3	Cuirasse pisolitique blanche	0.1	0.9	65.1	3.8	2.12	27.8
A 3-4b	2	Cuirasse pisolitique rouge	0.4	3.6	50.5	20.7	1.10	24.6
A 5	1	Cuirasse argilo-ferrugineuse	0.6	23.1	22.8	42.5	0.67	10.2
A 6-8	3	Cuirasse massive alumineuse	0.5	4.5	58.8	4.8	0.66	30.1
A 9	1		1.3	15.3	51.2	5.4	0.85	25.0
A 11-14	3	Allotérite						
DAG B 5-9	3		2.2	34.8	34.3	11.5	0.94	14.9
B 11-15	3	Isaltérite kaolinite	17.3	33.9	30.1	4.6	0.49	12.3
(SS 267 a)	1	Granite	27.0	42.3	17.2	1.7	0.25	1.3

Tableau XXV: Les moyennes des teneurs en éléments traces des différents horizons de la formation bauxitique pisolitique de Lakota.

Echantillons	Horizons	Cr	Cu	Ga	Mn	Ni	Pb	Rb	Sr	Zn	V
DAG A 2-4a	Cuirasse pisolitique bl.	316	< 8	97	41	< 8	37	< 8	<46	<8	207
A 3-4b	Cuirasse pisolitique r.	675	< 8	76	108	< 8	14	< 8	17	<8	327
A 5	Cuirasse argilo-ferrugineuse	821	28	40	234	19	20	< 8	31	19	179
A 6-8	Cuirasse massive alumineuse	146	<11	53	17	<12	52	< 8	59	<8	89
A 9		88	13	49	54	24	32	< 8	47	14	86
A 11-14	Allotérite	246	33	59	88	62	47	17	62	50	197
DAG B 5-9 B 11-15	Isaltérite kaolinitique	90	43	75	33	53	63	25	46	25	88
(SS 267 a)	Granite	<8	<15	26	229	<8	28	100	339	42	19

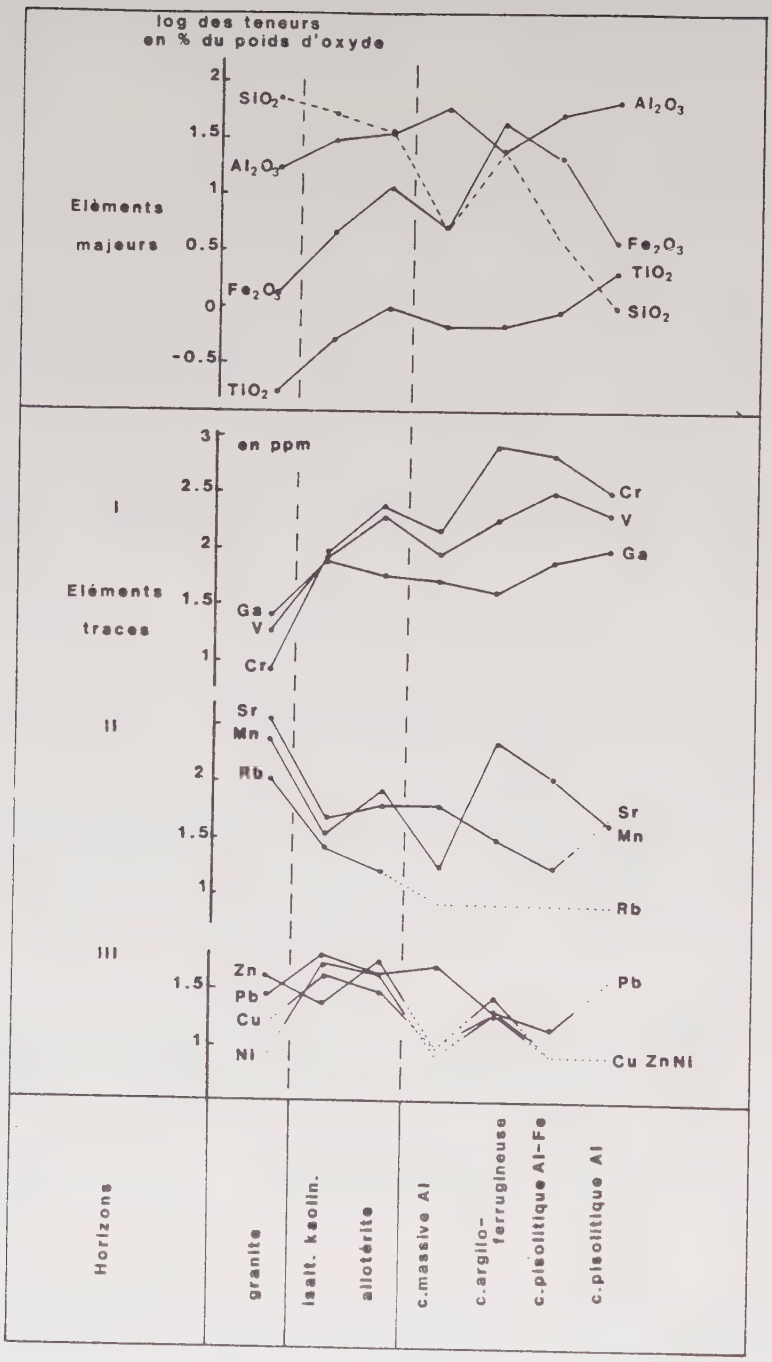


Figure 61: Les variations géochimiques dans la formation bauxitique pisolitique de Lakota.

d'altérite, où le rapport moléculaire SiO_2/Al_2O_3 se maintient proche de 2. La kaolinite est bien le constituant essentiel de ces horizons. La cuirasse argilo-ferrugineuse sous-jacente aux pisolites, à un rapport égal à 1.7.

- $Al_2O_3.Fe_2O_3.TiO_2$

Aucune corrélation n'apparaît entre ces éléments (fig.61), sauf au niveau des altérites. Par comparaison avec la cuirasse alumineuse du Mont Tato, l'alumine est plus concentrée dans la bauxite à pisolites, ce qui se relie à la transformation de la gibbsite en boehmite et à la déferruginisation.

Les teneurs en TiO_2 sont élevées (> 2%) dans la bauxite à pisolites, alors qu'elle n'excèdent pas 1% au Mont Tato. Il convient de remarquer que le titane qui est lié au fer dans les dépôts illuviaux au Mont Tato, n'est pas entraîné au cours de la déferruginisation des pisolites et subit une accumulation relative. Les analyses diffractométriques aux rayons X ont montré que l'anatase, toujours nettement identifiable dans les plasmas ferrugineux à l'origine des pisolites, se concentre préférentiellement dans les cortex.

- Système $SiO_2 - Al_2O_3 - Fe_2O_3$.

La représentation du système $SiO_2 - Al_2O_3 - Fe_2O_3$ (fig.62) permet d'individualiser trois groupements de valeurs correspondant à l'isaltérite kaolinitique, à l'allotérite et aux cuirasses alumineuses massive ou pisolitique.

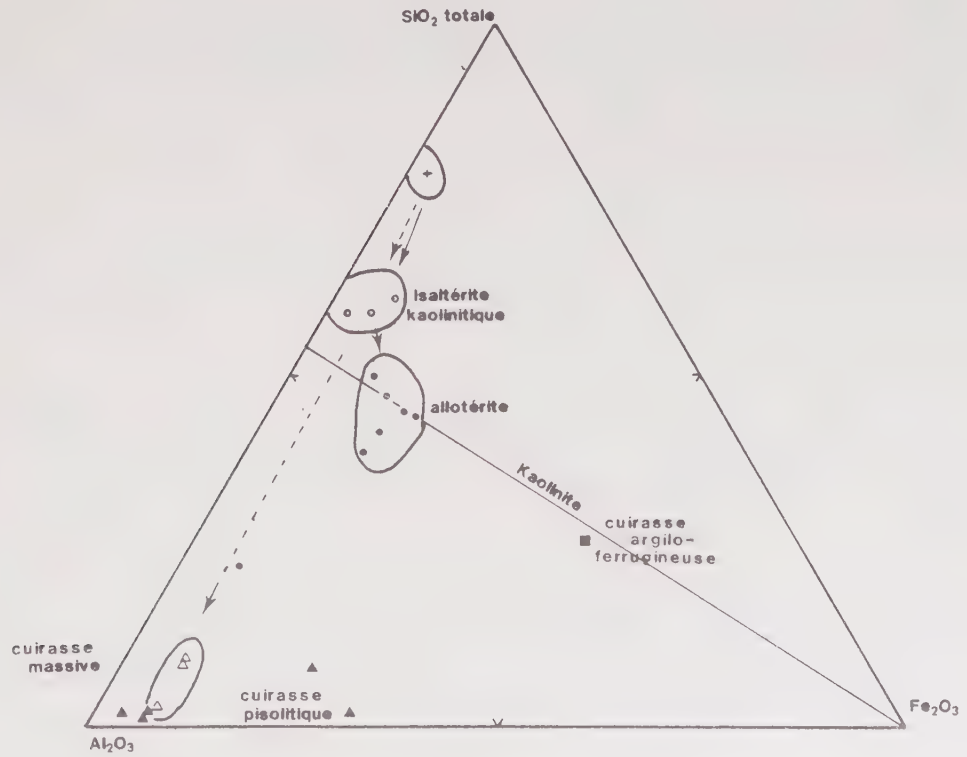


Figure 62: Variations des compositions pondérales($SiO_2.Al_2O_3.Fe_2O_3$) des principaux termes de la formation bauxitique pisolitique de Lakota.

Les caractères géochimiques de la bauxite massive apparaissent en discontinuité avec ceux des autres horizons. Ils sont de plus très proches de ceux de la cuirasse alumineuse supérieure du Mont Tato. Les analyses microscopiques nous avaient conduits à envisager que cet horizon résulte de la transformation directe, isaltéritique du granite en l'absence d'importants apports illuviaux, alumino-ferrugineux, ce que confirme donc ces discontinuités géochimiques.

Deux voies de transformations se définissent donc à partir de ce diagramme:

. l'une ancienne, ayant donné par transformation isaltéritique du granite, avec formation de gibbsite, la cuirasse massive alumineuse,

. l'autre, récente, donnant les isaltérites puis les allotérites à kaolinite.

b) Les variations des éléments traces.

Les résultats analytiques sont présentés dans le tableau XXV.. La figure 61 fait apparaître, comme pour la formation bauxitique du Mont Tato, trois groupes d'éléments:

I. les éléments concentrés (Cr, V, Ga)

II. les éléments lixiviés (Sr, Mn, Rb)

III. les éléments intermédiaires (Pb, Ni, Zn, Cu)

- Les éléments lixiviés (II).

Le strontium, le manganèse et le rubidium ont tous trois des teneurs qui diminuent dans l'isaltérite; le rubidium est totalement lixivié, alors que le manganèse et le strontium se concentrent dans l'allotérite. A partir de cette allotérite et vers le sommet du profil s'établit une corrélation entre Mn et Fe.

- Les éléments intermédiaires (III).

Le plomb, le nickel, le cuivre et le zinc se concentrent dans l'isaltérite et l'allotérite. Le plomb se maintient dans la cuirasse alumineuse massive, alors que le nickel, le cuivre et le zinc sont lixiviés.

- Les éléments concentrés (I).

Le chrome a la concentration la plus élevée: 30 dans la bauxite pisolitique. Il apparaît (fig. 63) une corrélation légèrement positive entre Fe_2O_3, Cr et V. Le gallium paraît au contraire mieux corréler avec Al_2O_3.

c) Les concentrations brutes et les accumulations.

Les concentrations brutes sont établies en référence au granite analysé sur le Mont Tato (tableau XXVI).

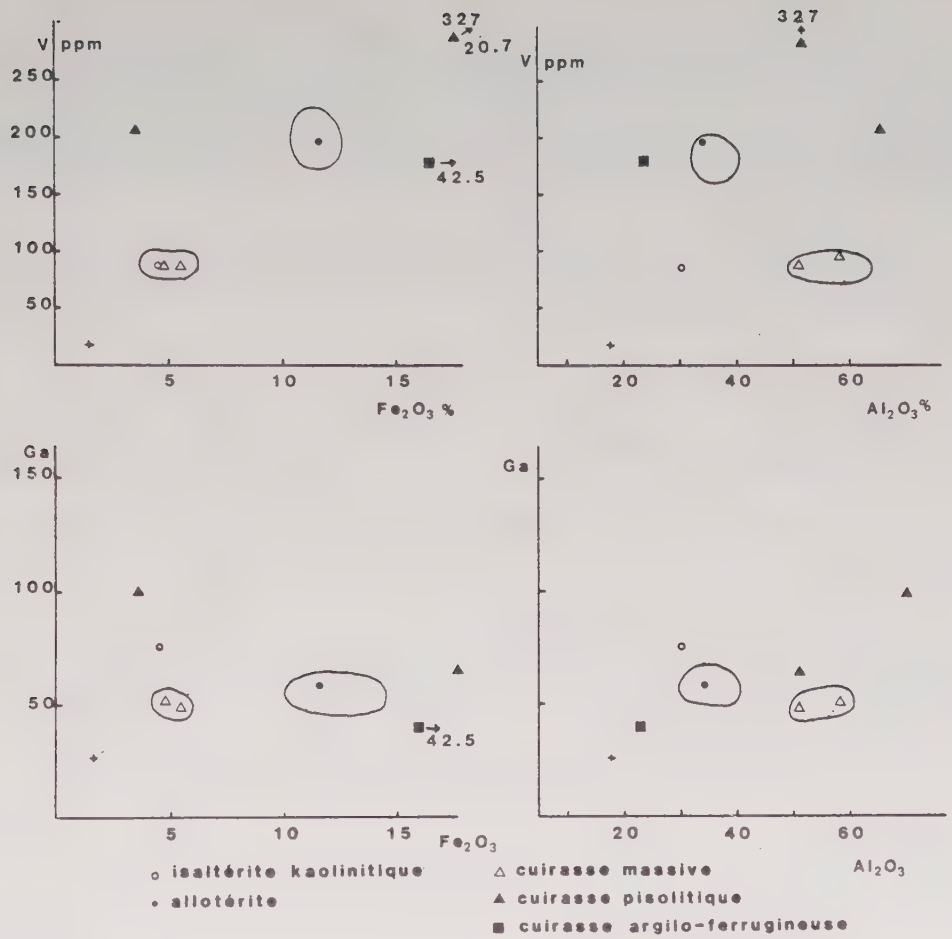


Figure 63: Les corrélations de V et Ga avec Fe_2O_3 et Al_2O_3 dans la formation bauxitique pisolitique de Lakota.

Tableau XXVI: Les concentrations brutes de Al_2O_3, Fe_2O_3, TiO_2 et des éléments traces (Cr.V.Ga) dans la formation bauxitique pisolitique de Lakota.

Echantillons	Horizons	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	Cr	V	Ga
DAG A 2-4a	Cuirasse pisolitique bl.	3.8	2.2	8.4	> 40	11	3.7
A 3-4b	Cuirasse pisolitique r.	2.9	12	4.4	> 80	17	2.9
A 5	Cuirasse argilo ferrugineuse	1.3	24	2.7	> 100	9	1.5
A 6-8	Cuirasse massive alumineuse	3.4	2.7	2.5	> 18	4.7	2.0
A 9		3.0	3.1	3.4	> 11	4.5	1.9
A 11-14	Allotérite	2.0	6.6	3.8	> 30	10	2.3
DAG B 5-9							
DAG B 11-15	Isaltérite kaolinite	1.8	2.6	2.0	> 11	4.6	2.9
SS 267	Granite	1	1	1	1	1	1

- Dans *les altérites*, les concentrations sont en bonne concordance avec les valeurs obtenues dans l'isaltérite supérieure du profil du Mont Tato pour Fe, Ti, et Ga; elles sont nettement plus élevées pour Cr et V. Ici aussi la concentration de ces éléments paraît étroitement liée aux accumulations absolues. Il est à noter que ces isaltérites à kaolinite retiennent Zn, Pb, Cu et Ni.

- Dans la *cuirasse massive alumineuse*, les concentrations en Al, Fe, Ti et Ga sont très proches de celles obtenues pour la cuirasse alumineuse supérieure du Mont Tato.

- Dans la *cuirasse argilo-ferrugineuse*, la très forte accumulation absolue en fer, est suivie également par Cr, Mn, et dans une moindre proportion par V. Tous ces éléments sont préférentiellement lixiviés dans la cuirasse pisolitique.

- Dans *cette cuirasse alumineuse pisolitique*, la très forte déferruginisation, progressive au cours des phases de dégradation de l'évolution glébulaire, ou brutale par progression d'un front de déferruginisation, s'accompagne d'une perte en Cr et V et d'une accumulation relative en Al, Ti et Ga. Le titane paraît cependant être l'élément le plus stable; sa concentration (8.4) est de 2.7 fois supérieure à celle de la cuirasse alumineuse du Mont Tato.

2 - CONCLUSION SUR L'ETUDE GEOCHIMIQUE DE LA FORMATION BAUXITIQUE PISOLITIQUE DE LAKOTA.

- *Les variations géochimiques* confirment les *discontinuités* qui se localisent bien entre les altérites et la cuirasse massive alumineuse, et entre celle-ci et la cuirasse pisolitique.

. La cuirasse massive alumineuse, très proche de la cuirasse alumineuse supérieure du Mont Tato par sa texture et par sa composition minéralogique, l'est aussi par sa composition géochimique. Il est possible que cette *première discontinuité* soit liée à une reprise d'érosion qui s'est marquée par la formation d'une isaltérite gibbsitique peu soumise à l'illuviation.

. La *deuxième discontinuité*, entre la cuirasse pisolitique et cette cuirasse massive, est encore plus nette. Elle est soulignée par une cuirasse argilo-ferrugineuse à kaolinite, riche en Fe, Cr, V et Mn, et en moindre proportion en Ni, Cu et Zn.

- Les concentrations brutes montrent que pour les pisolites ferrugineux Cr > V > Fe > Ti > Al, Ga, pour les pisolites déferruginisées Cr > V > Ti > Al, Ga > Fe.

La déferruginisation se marque par une baisse des teneurs en Cr, V, et une augmentation des teneurs en Ti, Al et Ga.

L'étude pétrologique de cette formation bauxitique avait permis de mettre en évidence que l'horizon supérieur de cuirasse, à faciès pisolitique, résultait de la pisolitisation par évolution glébulaire d'une cuirasse alumino-ferrugineuse à faciès isaltéritique. L'étude géochimique, confirme la discontinuité entre la cuirasse pisolitique et l'horizon sous-jacent de cuirasse argilo ferrugineuse. Mais cette étude ne permet pas d'établir un bilan géochimique pour cette formation, ni d'évaluer l'épaisseur de cuirasse isaltéritique à l'origine de la cuirasse pisolitique. Cependant, si l'on tient compte de la stabilité du titane dans les horizons indurés, comme cela fut montré pour les cuirasses du Mont Tato dans lesquelles les teneurs en TiO_2 tendent vers un maximum de 1%, la pisolitisation entraînerait une réduction de volume au minimum de 3 pour 1.

III. LA FORMATION BAUXITIQUE ISALTÉRITIQUE ET ALLOTÉRITIQUE SUR AMPHIBOLITE DE L'OROUMBO BOCCA

Peu d'études minéralogiques et géochimiques concernent l'altération des amphibolites. GOLDICH (1938) décrit la formation de beidellite sur les amphibolites des "Blacks Hills" au sud du Dakota; ALEXANDER *et al.* (1941) sur un profil en Caroline du Nord, signale l'apparition de gibbsite; NOVIKOFF (1974) au Congo, PION (1979) en Haute Volta, décrivent la formation d'une lithomarge kaolinitique et l'occurrence de boules à gibbsite.

Dans le profil sur amphibolite de l'Oroumbo Bocca, trois ensembles pétrologiques ont été définis :

- amphibolite
- altérite :
  - . isaltérite gibbsitique
  - . isaltérite kaolinitique
  - . allotérite kaolinitique
- cuirasse alumino ferrugineuse
  - . à faciès isaltéritique pseudobréchique
  - . à faciès allotéritique: granulaire, poreux et vacuolaire
  - . à faciès dérivés: compacte, nodulaire, fragmentaire.

Les résultats des analyses chimiques, déjà présentés d'une manière générale, sont ici repris en ne prenant en compte que les analyses pour lesquelles nous disposons à la fois des éléments majeurs et des éléments traces. La comparaison des analyses prises une à une ne permettant de dégager aucune corrélation évidente entre les éléments sur l'ensemble du profil, il nous a paru préférable de regrouper les résultats par horizon ou par faciès (tableau XXVII pour les éléments majeurs, tableau XXVIII pour les éléments traces et figure 64 où sont regroupés les horizons et les faciès des différents puits, suivant leur distribution verticale).

Tableau XXVII: La composition chimique moyenne des différents horizons de la formation bauxitique sur amphibolite de l'Oroumbo Bocca.

Echantillons	Epaisseur en m	nb d'éch.	Faciès	SiO_2 combinée	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	H_2O
ORU B	0-12	9	Cuirasse nodulaire	1.40	37.20	42.70	2.02	16.50
"	12-15	2	Cuirasse por. et vac.	1.40	40.40	35.50	1.44	23.00
ORU A 3-10	0-1.30	3	Cuirasse compacte	0.94	32.18	46.28	2.15	19.37
A 11-19	1.30-3.00	7	Cuirasse pseudobr.	0.49	48.15	25.31	2.37	23.78
A 20-48	3.00-10.00	11	Cuirasse por. et Vac.	0.84	36.28	39.02	2.07	21.60
A 31,42, 47,	(0.30)	3	Passées ferr.	1.67	19.04	63.47	1.10	14.44
A 50-72	10-13.75	3	Cuirasse granul.	1.20	40.45	35.02	2.14	20.39
A 62	0.30	1	Passées ferr.	4.20	11.50	75.00	1.05	8.85
A 72-97	13.75-18	4	Allotérite	37.70	35.12	12.00	1.93	13.15
A 86	0.30	2	Passées ferr.	13.80	12.30	64.80	0.88	8.20

Tableau XXVII(suite):La composition chimique moyenne des isaltérites de la base de la formation bauxitique de l'Oroumbo Bocca.

Echantillons	n d'éch.	Faciès	SiO_2 libre	SiO_2 combinée	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	H_2O	CaO	MgO	Na_2O	K_2O
ORU D'	3	Isalt. kaol.	0.70	39.05	36.10	7.50	3.04	13.75	-	-	-	-
D'-D	3	Cortex	5.10	19.35	28.37	30.62	2.00	14.40	-	-	-	-
D'-D	3	Pain d'épice	18.90	2.50	25.60	33.00	3.12	15.77	-	-	-	-
D	1	Zone d'alt.	30.40		18.35	30.74	2.30	11.66	3.71	2.65	0.11	0.30
D'-D	3	Amphibolite	51.20		13.25	13.25	1.23	-	12.12	6.43	1.18	0.12

Tableau XXVIII: Les moyennes des teneurs en éléments traces des différents horizons de la formation bauxitique sur amphibolite de l'Oroumbo Bocca.

Echantillons	Faciès	Cr	Cu	Ga	Mn	Ni	Pb	Rb	Sr	Zn	V
ORU B	Cuirasse nodulaire	1450	49	67	605	< 10	11	< 8	< 15	28	919
B	Cuirasse por. et vac.	782	130	62	502	22	< 8	< 8	10	63	830
ORU A 3-10	Cuirasse compacte	592	118	56	284	50	8	< 8	< 8	76	810
A 11-19	Cuirasse pseudobr.	362	103	54	225	< 11	8	< 8	< 9	26	591
A 20-48	Cuirasse por. et vac.	544	115	54	171	32	11	< 8	< 8	62	543
A 31, 42, 47	Passées ferr.	2604	161	32	141	< 28	13	< 8	< 8	103	680
A 50-72	Cuirasse granul.	480	206	54	298	< 8	10	< 8	< 8	< 8	830
A 62	Passées ferr.	2100	138	20	58	< 8	12	< 8	< 8	20	588
A 72-97	Allotérite	400	212	39	114	65	8	< 8	< 8	20	626
A 86	Passées ferr.	2702	238	20	99	26	8	< 8	< 8	43	726
ORU D'-D	Cortex	388	146	30	25	127	43	< 8	< 8	42	597
D'-D	Pain d'épice	500	104	44	20	32	42	< 8	< 8	17	774
D	Zone d'alt.	450	156	43	525	70	35	< 8	11	96	768
D'-D	Amphibolite	225	230	18	1660	140	8	< 8	83	169	341

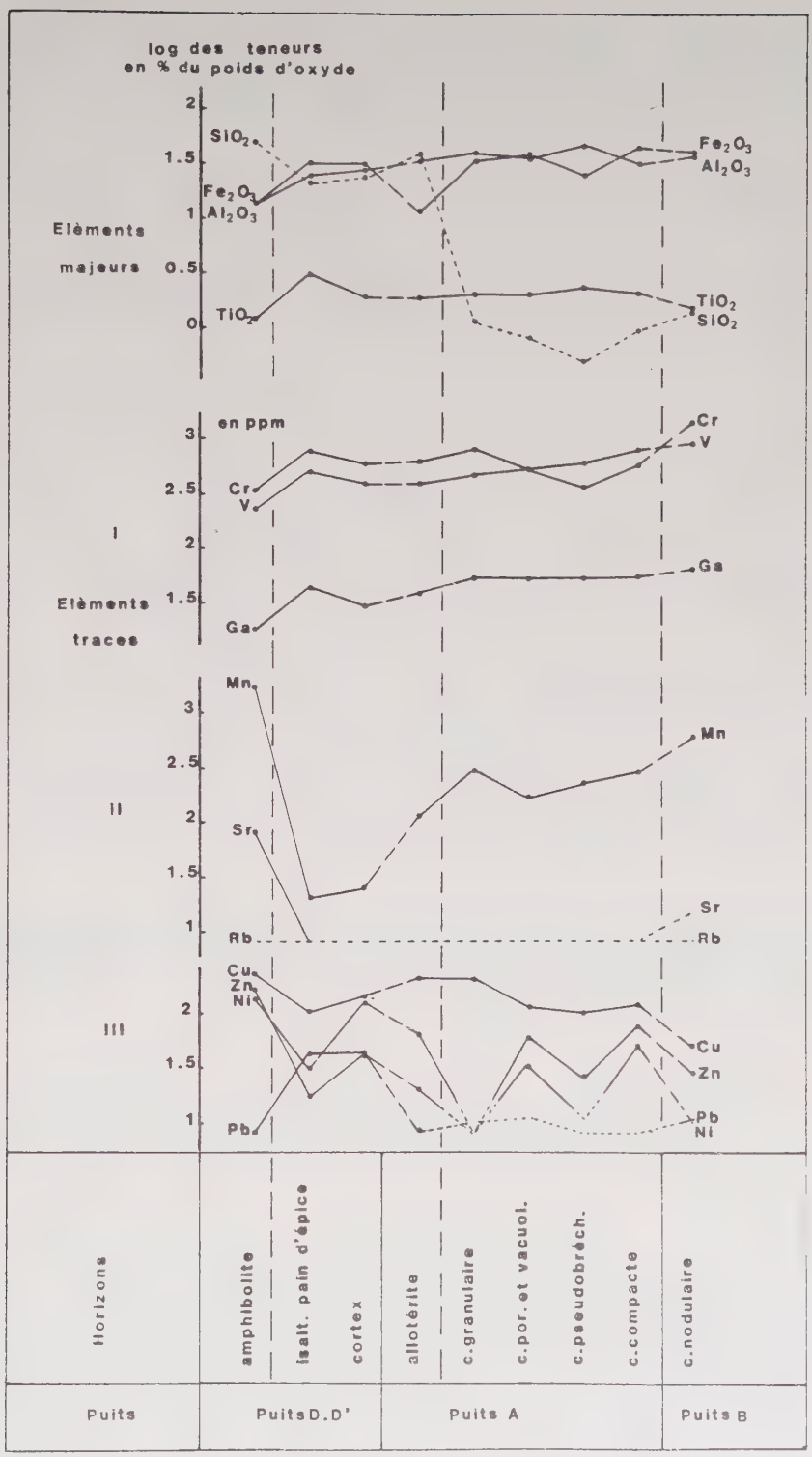


Figure 64: Les variations géochimiques dans la formation bauxitique sur amphibolite de l'Oroumbo Bocca.

1 -LES VARIATIONS GEOCHIMIQUES PONDERALES.

a) Les variations des éléments et des composés majeurs.

Il convient de distinguer les variations des éléments et des composés majeurs au front d'altération dans l'isaltérite gibbsitique "pain d'épice" récente, dans *les altérites kaolinitiques*, et dans *l'ensemble cuirasse*.

- *Au front d'altération*, les résultats montrent que la lixiviation des bases est totale dans la zone de contact ou zone de départ, d'épaisseur millimétrique, entre roche mère et "pain d'épice". Le comportement de SiO_2 a déjà été évoqué lors de l'étude minéralogique, à propos de la néogénèse de quartz dans le "pain d'épice". La teneur en silice libre est de 18.9%, alors qu'elle est estimée inférieure à 5% dans l'amphibolite. Du "pain d'épice" au cortex, on constate ainsi une concentration en silice totale et celle-ci s'accompagne d'une inversion des proportions de la silice libre et de la silice combinée.

Les rapports moléculaires SiO_2 combinée/Al_2O_3 pour l'amphibolite, le "pain d'épice" et le cortex ont des valeurs respectives de: 6.5, 0.16, 1.16. Les analyses microscopiques ont montré le rôle de piège joué par le cortex des blocs parallélépipèdiques, où interviennent successivement la destruction de la gibbsite et la formation d'halloysite: les variations de ce rapport correspondent bien à ces deux transformations.

Dans le "pain d'épice", la concentration en TiO_2 est faiblement supérieure à la concentration en Fe_2O_3, alors que dans le cortex, elle est nettement inférieure. Nous avons estimé la formation de ce cortex comme résultant d'un colmatage à partir des diaclases. Si il y a apport de fer, il semble bien ici que le titane ne lui soit pas lié.

- *Dans les altérites kaolinitiques*, les teneurs en SiO_2 diminuent par rapport à celles de l'amphibolite. Le rapport moléculaire $SiO2/Al_2O_3$, égal à 1.83, correspond à la kaolinite qui est le constituant essentiel de l'allotérite. La teneur en silice libre est toujours inférieure à 0.5%.

Le fer, très lixivié dans l'isaltérite à kaolinite (7.5%), présente dans l'allotérite une teneur de 12% légèrement inférieure à celle de l'amphibolite. L'observation microscopique a montré que le fer n'est pas éliminé du profil, mais qu'il se concentre préférentiellement dans certaines zones de circulation pour former des passées ferrugineuses. Le titane et l'aluminium ne sont pas liés à cette migration du fer.

- *Dans l'ensemble cuirasse*, la silice est presque totalement lixiviée ($< 2\%$). Les fortes teneurs en Al_2O_3 et Fe_2O_3 sont voisines, sauf dans le faciès pseudobréchique, où elles sont respectivement de 48 et 25%.

- Système SiO_2 - Al_2O_3 - Fe_2O_3 .

Le rapport des résultats analytiques dans un diagramme triangulaire SiO_2- Al_2O_3- Fe_2O_3 (fig.65) permet de distinguer deux itinéraires principaux de transformation dans ce profil.

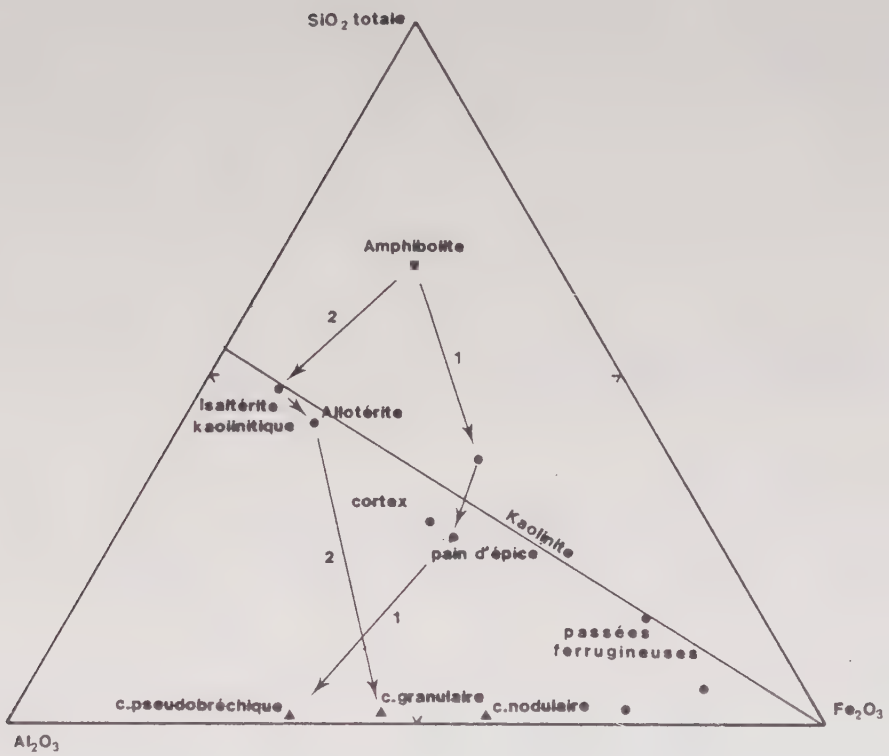


Figure 65: Variations des compositions pondérales (SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3) des principaux termes de la formation bauxitique sur amphibolite de l'Oroumbo Bocca.

. Le premier représente *l'altération récente avec formation de "pain d'épice" à gibbsite et goethite*. Le groupement des valeurs est assez proche de la droite théorique de la kaolinite, ce qui est une coïncidence due à la forte teneur en silice libre. Ensuite c'est probablement à partir de ce "pain d'épice" que s'est formée la cuirasse pseudobréchique. On peut en effet supposer que la formation de cette cuirasse a nécessité une permanence des conditions de drainage suffisante pour éviter le blocage du système amenant la formation de cortex et les néogénèses de quartz et d'halloysite.

. Le second représente *l'altération de l'amphibolite en kaolinite*. Cette transformation s'accompagne d'une perte en fer, et les passées ferrugineuses qui apparaissent bien au pôle Fe_2O_3 sont plus proches de la

droite théorique de la kaolinite lorsqu'elles appartiennent à l'allotérite. Ensuite, par désilicification, l'allotérite donnerait la cuirasse granulaire, dont la formation s'accompagne d'une redistribution du fer. Mais une importante discontinuité chimique demeure dans le profil entre allotérite et cuirasse granulaire.

b) Les variations des éléments traces (tableau XXVIII et fig.64).

- Les éléments lixiviés (II).

Le manganèse est presque totalement éliminé dans le "pain d'épice", se maintient avec de fortes teneurs dans l'allotérite et se concentre dans la cuirasse. Sur l'ensemble du profil, on constate cependant son élimination, avec un rapport de 0.36 dans la cuirasse nodulaire.

Le strontium est totalement lixivié dans le "pain d'épice". Toutes les valeurs sont inférieures à 8ppm.

- Les éléments intermédiaires (III).

La figure 64 montre la difficulté de définir le comportement de ces éléments, sauf peut-être dans le "pain d'épice", où le nickel, le cuivre et le zinc sont lixiviés, alors que le plomb se concentre.

- Les éléments concentrés (I)

Le chrome, le vanadium et le gallium se concentrent au niveau du "pain d'épice", dans un rapport à la roche mère voisin de 2.3; leur concentration est moindre dans le cortex. Au cours de cette phase de l'altération, ces variations sont parfaitement corrélables avec Ti et Fe.

La corrélation se maintient entre Cr et Fe_2O_3 y compris au niveau des passées ferrugineuses. Cependant, l'élimination de fer dans l'allotérite ne s'accompagne pas d'une élimination de Cr. Il est possible de se demander, sans que nous puissions apporter de réponse, d'où proviennent les fortes quantités de Cr présentes dans les passées ferrugineuses où la concentration de cet élément est de 12.

Dans l'ensemble cuirasse, les concentrations en éléments traces les plus fortes sont dans le faciès nodulaire avec des valeurs de 6.4 pour Cr, 3.7 pour Ga et 2.7 pour V. La concentration de V augmente régulièrement depuis l'allotérite alors que celle de Ga est constante dans tout l'ensemble cuirasse.

c) Les concentrations brutes et les accumulations.

D'après les concentrations brutes données dans le tableau XXIX, il apparaît que si les teneurs en Al_2O_3 et Ga sont inférieures, et les teneurs en Fe_2O_3, TiO_2, Cr, V, supérieures à celles du granite, dans tous les cas, sauf au niveau du "pain d'épice", les concentrations sont plus faibles sur amphibolite que sur granite. Or, sur granite, il a été possible de relier les dépôts illuviaux et la concentration des éléments, et de montrer ainsi l'importance des accumulations absolues. Sur amphibolite, la faible variation de ces paramètres géochimiques indiquerait que les accumulations absolues sont réduites. Les changements de

Tableau XXIX: Les concentrations brutes de Al_2O_3, Fe_2O_3, TiO_2 et des éléments en traces (Cr,V,Ga) dans la formation bauxitique de l'Oroumbo Bocca.

Echantillons	Faciès	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	Cr	V	Ga
ORU B	Cuirasse nodulaire	2.8	3.2	1.6	6.4	2.7	3.7
"	Cuirasse por. et vac.	3.0	2.7	1.2	3.5	2.4	3.4
ORU A 3-10	Cuirasse compacte	2.4	3.5	1.7	2.6	2.4	3.1
A 11-19	Cuirasse pseudobr.	3.6	1.9	1.9	1.6	1.7	3.0
A 20-48	Cuirasse por. et vac.	2.7	2.9	1.7	2.4	1.6	3.0
A 31-47	Passées ferr.	1.4	4.8	0.9	12	2.0	1.8
A 50-72	Cuirasse granul.	3.1	2.5	1.7	2.1	2.4	3.0
A 62	Passées ferr.	0.9	5.7	0.8	9	1.7	1.1
A 72-97	Allotérite.	2.6	0.9	1.6	1.8	1.8	2.2
A 86	Passées ferr.	0.9	4.9	0.7	12	2.1	1.1
ORU D'-D	Cortex	2.1	2.3	1.6	1.7	1.8	1.7
D'-D	Pain d'épice	1.9	2.5	2.5	2.2	2.3	2.4
D	Zone d'alt.	1.4	2.3	1.9	2.0	2.3	2.4
D'-D	Amphibolite	1	1	1	1	1	1

texture entre les différents faciès ne correspondraient qu'à des transformations au sein des plasmas, entraînant une redistribution sur place des éléments résiduels. Et les concentrations seraient ainsi principalement liées à des mécanismes d'accumulation relative.

Il convient cependant de souligner le cas de la cuirasse pseudobréchique située juste sous la cuirasse compacte de surface (puits A). Cette cuirasse compacte est soumise à des conditions très oxydantes qui favorisent la dissolution de la gibbsite et le maintien de l'hématite. L'aluminium passe en solution et est entraîné vers l'horizon à faciès pseudobréchique et à textures conservées où il est piégé dans les vides entre les cloisons ferrugineuses de l'ancien "pain d'épices".

En conclusion nous pouvons retenir:

- *la filiation* des données géochimiques de toute cette formation bauxitique avec l'amphibolite de base,

- *la faible importance* des accumulations absolues,

- l'existence dans le profil de *deux voies évolutives* pour la formation de cuirasses alumino-ferrugineuses :

. l'une *directe* qui correspond à la formation d'un "pain d'épice" pouvant lui-même évoluer ensuite en cuirasse à faciès pseudobréchique. L'ordre de concentration dans le "pain d'épice" est le suivant:

$$Fe, Ti, Ga > V > Cr > Al$$

alors que dans la cuirasse à faciès pseudobréchique, en raison de l'accumulation absolue d'alumine, il devient :

$$Al > Ga > Ti > Fe > V > Cr$$

. l'autre *indirecte*, correspond à la formation de l'allotérite, dans laquelle l'ordre de concentration devient:

$$Al > Ga > Cr \ , \ V > Ti > Fe$$

Cette allotérite évolue ensuite en cuirasse à faciès granulaire ($Al > Ga > Fe > V > Cr > Ti$) caractérisée par une redistribution du fer lors de la désilicification de la kaolinite, et en cuirasse à faciès poreux et vacuolaire ($Fe > Ga > Al > Cr > V, Ti$).

2 - LE BILAN DE L'ALTERATION.

a) L'application des raisonnements isovolume et isotitane.

L'absence de textures conservées dans la plus grande partie de la formation bauxitique du plateau de l'Oroumbo Bocca, exclut l'application d'un raisonnement à volume constant. Par contre, les faibles variations du titane peuvent faire considérer cet élément comme valable pour une base de calcul.

Le tableau XXX présente une comparaison des valeurs des concentrations, isovolume et isotitane, dans les isaltérites, pour lesquelles il est possible de considérer la conservation des textures comme assurée. Les concentrations brutes ne figurent qu'à titre de rappel.

Les concentrations calculées par les raisonnements à volume constant et à titane constant sont voisines pour SiO_2 et pour Al_2O_3. Seule la différence pour Fe_2O_3 est forte dans le pain d'épice en raison des apports. Cette similitude entre ces facteurs, la stabilité du titane dans l'isaltérite kaolinitique, et la stabilité mise en évidence pour cet élément dans l'ensemble cuirasse du Mont Tato, nous incite donc à appliquer le raisonnement isotitane à l'ensemble du profil pour tenter une évaluation du bilan de toutes ces transformations géochimiques.

Tableau XXX: La comparaison des concentrations brutes (B) isovolumes (V_c), et isotitanes (Ti_c) dans la zone d'altération de l'Oroumbo Bocca.

Faciès	"Pain d'épice"			Cortex			Isaltérite Kaolinite		
Concentrations	B	V_c	Ti_c	B	V_c	Ti_c	B	V_c	Ti_c
SiO_2 libre	37	19	15	10	6.76	10	1	0.55	0.57
SiO_2 combinée	0.05	0.02	0.02	0.39	0.25	0.23	0.78	0.30	0.31
Al_2O_3	1.93	0.98	0.76	2.14	1.43	1.32	2.72	1.04	1.10
Fe_2O_3	2.49	1.27	0.98	2.31	1.54	1.42	0.57	0.20	0.23
TiO_2	2.54	1.31	1	1.63	1.10	1	2.47	0.96	1

Tableau XXXI : Les concentrations isotitanes dans la formation bauxitique sur amphibolite de l'Oroumbo Bocca(Puits A).

Faciès	Epaisseur en m.	Al_2O_3	Fe_2O_3
Cuirasse compacte	1.30	1.39	1.99
Cuirasse pseudobréchique	1.70	1.88	0.99
Cuirasse poreuse et vacuolaire	6.10	1.63	1.75
Passées ferrugineuses	3 x 0.30	1.61	5.35
Cuirasse granulaire	3.45	1.75	1.52
Passées ferrugineuses	0.30	1.01	6.63
Allotérite		1.79	0.58
Passées ferrugineuses		1.29	6.83

b) La lithodépendance et l'évaluation de l'âge de cette formation bauxitique.

Pour le puits A les concentrations calculées à titane constant pour l'alumine et le fer par rapport à l'amphibolite, sont portées dans le tableau XXXI. Au regard des épaisseurs observées pour chaque horizon, il faut, en considérant l'alumine issue uniquement d'une redistribution verticale, *23m d'amphibolite* pour constituer les *13.75m de cuirasse*.En considérant le fer fixe dans le profil, il faut *26m d'amphibolite*. Les deux calculs prennent en compte les passées ferrugineuses.

Cette différence peut être due à des apports latéraux de fer, transitant au niveau supérieur des nappes, comme cela a été mis en évidence dans le profil sur granite et comme cela apparaît ici dans les diaclases, les passées ferrugineuses et au passage de l'allotérite à la cuirasse. Cette accumulation absolue de fer dans le profil demeure cependant faible (10%), et ceci tend à montrer la lithodépendance quasi totale de cette cuirasse de plateau.

L'épaisseur de l'allotérite n'a pu qu'être estimée par sondages électriques à 70m (BOULANGE et CARN, 1971) qui représentent l'altération d'environ 120m d'amphibolite en considérant Al_2O_3 fixe dans le profil. L'ensemble du profil actuel (83m) (au puits A) résulterait ainsi de l'altération de 143m d'amphibolite.

En reprenant la vitesse d'altération calculée par TRESCASES (1975) pour les roches basiques, soit 29mm/1000 ans, on définit une durée de 5 Ma.

Cette durée paraît faible au regard de l'âge (Eocène) avancé pour ces surfaces (LECLERC *et al*, 1949; LAMOTTE et ROUGERIE, 1961; MICHEL, 1973). Même en tenant compte de pertes par voie chimique et mécanique, ou de variations importantes dans les conditions climatiques, entraînant un blocage de l'altération, il paraît difficile d'attribuer à ce profil une ancienneté très antérieure au Miocène.

Ainsi, la concordance, dans l'isaltérite, des données calculées à volume constant et à titane constant, permet de considérer ce dernier comme satisfaisant pour l'évaluation d'un bilan de l'altération sur amphibolite. De ce bilan, deux points essentiels sont à retenir:

. la lithodépendance presque complète du profil,

. l'âge du profil difficilement attribuable à une période anté-Miocène.

3 - CONCLUSION SUR L'ETUDE GEOCHIMIQUE DE LA FORMATION BAUXITIQUE DE L'OROUMBO BOCCA.

En raison de son hétérogénéité pétrologique, ce profil présente une évolution géochimique plus complexe que celle du profil bauxitique du Mont Tato.

Si,comme au Mont Tato, les corrélations obtenues sont, dans l'isaltérite gibbsitique, aussi satisfaisantes entre Fe, Al, Ti, Cr, V, Ga, en revanche on ne retrouve pas de nettes distinctions entre accumulations relatives et accumulations absolues telles qu'elles apparaissaient dans l'isaltérite supérieure du profil sur granite. De plus, et bien que les teneurs soient plus élevées, les concentrations sont nettement plus faibles sur amphibolite.

Ainsi, il apparaîtrait, que malgré les transformations structurales et minéralogiques, les horizons d'altération kaolinitique forment écran pour les transferts. La désilicification de la kaolinite qui intervient au toit de l'allotérite, et qui se réalise hors du milieu propice à de fortes accumulations absolues, s'accompagnerait, en même temps que de la redistribution de fer, d'une lixiviation partielle de chaque élément(Fe,Ti,Cr,V).

Ainsi ces éléments lixiviés, notamment par dégradation chimique des horizons supérieurs de la cuirasse, et entraînés jusqu'au toit de l'allotérite, ne pourraient s'y accumuler, ce qui contribuerait à maintenir les concentrations relativement faibles. De plus cette lixiviation expliquerait que le bilan général ne permet pas d'attribuer à ce profil un âge en rapport avec celui nettement plus ancien (Crétacé-Eocène) généralement attribué à ces formations.

IV. COMPARAISON DES VARIATIONS GÉOCHIMIQUES DANS LES TROIS FORMATIONS BAUXITIQUES

La comparaison des variations géochimiques confirme la distinction faite, par les analyses pétrologiques, entre les trois types de formations bauxitiques: bauxite isaltéritique, bauxite allotéritique, bauxite pisolitique. Les concentrations supergènes de fer et d'aluminium y sont liées à la fois aux processus d'accumulations relatives et absolues mis en jeu, à toutes les échelles, dans des milieux géochimiques différents.

Un schéma comparatif des concentrations brutes (Al. Fe. Ti. Cr. V. Ga.), dans les différents horizons des trois formations bauxitiques étudiées, est présenté selon les voies évolutives déterminées dans le

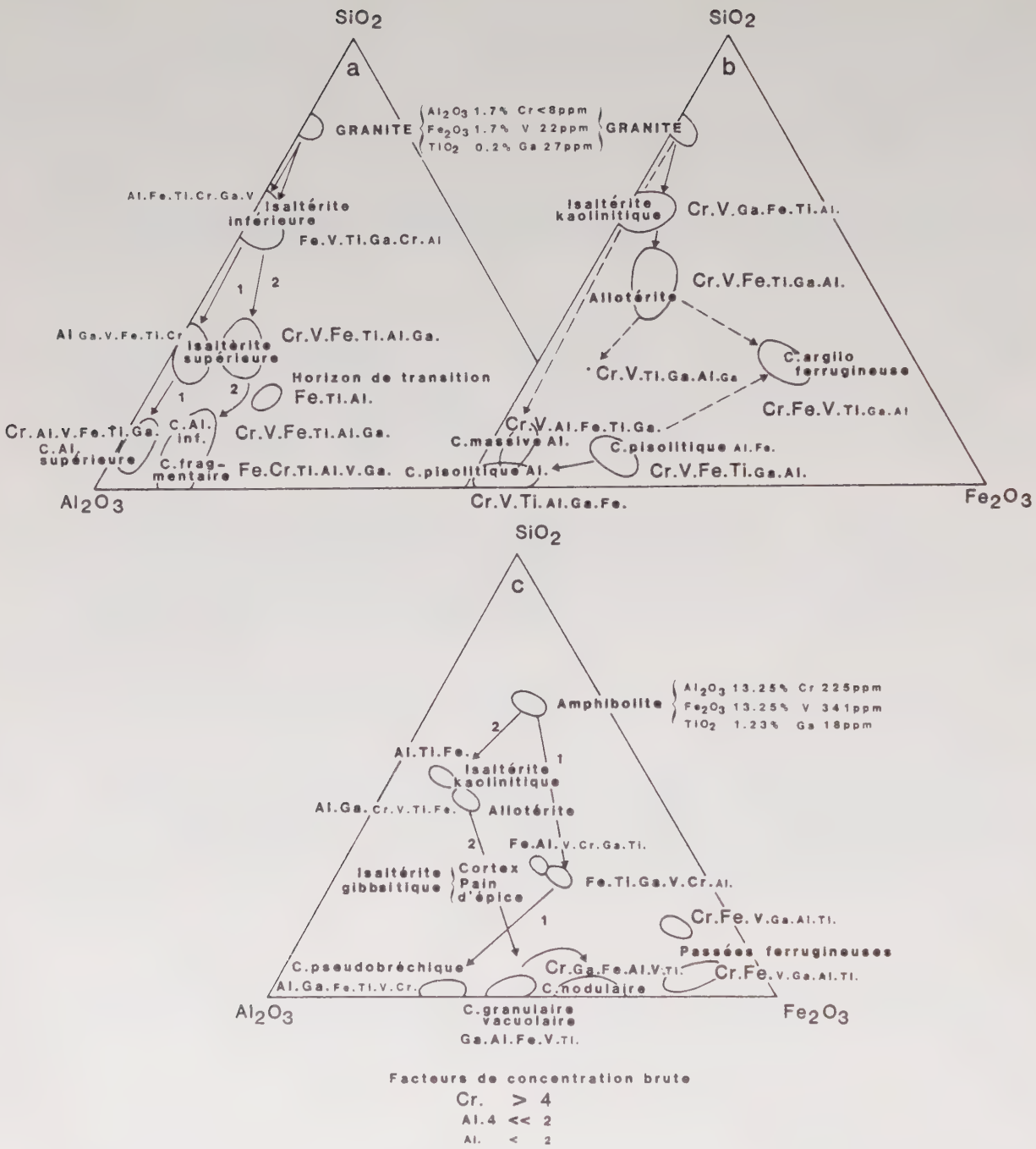


Figure 66: Schéma de comparaison des concentrations brutes dans les différents horizons des trois formations bauxitiques étudiées: a) bauxite isaltéritique du Mont Tato
b) bauxite pisolitique de Lakota
c) bauxite allotéritique de l'Oroumbo Bocca.

système SiO_2 - Al_2O_3 - Fe_2O_3 (fig.66). S'il est possible d'être pleinement affirmatif sur les valeurs des éléments majeurs, quelques réserves peuvent être faites pour les valeurs des éléments traces pour lesquels le nombre d'analyses effectuées a été moins important.

- Sauf pour Al et Ga, les teneurs initiales des éléments qui se concentrent sont plus faibles dans le granite que dans l'amphibolite, mais les *concentrations* sont *plus élevées* dans les bauxites isaltéritiques et pisolitique sur *granite* que dans les bauxites allotéritiques sur *amphibolite*.

- De plus, le *gallium* et l'*aluminium* ont des concentrations à peu près équivalentes dans l'un et l'autre cas, mais dans les bauxites sur *granite*, ce sont les éléments les *moins concentrés*, alors que dans les bauxites sur *amphibolites*, tout au moins dans les cuirasses à faciès pseudobréchique, granulaire, vacuolaire, ce sont les éléments les *plus concentrés*.

- On a pu montrer, sur *granite*, que les *concentrations* sont en relation directe avec les *accumulations absolues;* les transferts entraînent donc principalement Cr, V, Fe et Ti. Or sur *amphibolite*, ces quatre éléments, dont les teneurs sont cependant plus élevées que sur granite, ont des concentrations plus faibles que Ga et Al. Cette inversion paraît bien en relation avec le *peu d'accumulations absolues* dans les profils sur amphibolite, dues à la faible porosité de l'allotérite kaolinitique. Au contraire, dans les passées ferrugineuses, qui ont été soumises à d'importants transferts, les concentrations sont plus élevées pour Cr, Fe, V que pour Ga, Al, Ti.

- Dans la *formation bauxitique pisolitique*, on avait montré un envahissement par le fer d'une bauxite isaltéritique, on s'aperçoit qu'à cette *accumulation absolue de fer* s'adjoint *V* et surtout *Cr*. On remarque aussi que la *cuirasse nodulaire* sur amphibolite, qui représente la première phase de dégradation des bauxites allotéritiques, se caractérise par un *enrichissement en Fe et Cr*. Ceci confirme le lien qui existe entre les transferts et les concentrations en Fe, Cr et V. Par contre, la déferruginisation des pisolites n'entraîne qu'une faible diminution de Cr et V, et une concentration par accumulation relative de Ti, Al et Ga.

Ainsi, il apparaît que si les *transferts* et les *dépôts illuviaux* dans les altérites et les cuirasses sont propices à *l'accumulation d'aluminium*, ils conduisent avant tout à des *accumulations de fer* qu'accompagnent Cr et V. Dans le cas des bauxites isaltéritiques sur granite, les quantités de fer mises en jeu, assurent la consolidation, l'induration de la formation. Dans le cas des bauxites allotéritiques sur amphibolite, les accumulations absolues étant faibles, l'induration du profil est directement en relation avec la teneur en fer de la roche mère.

Il est alors possible de se demander si des bauxites allotéritiques qui seraient formées sur roches acides, peuvent être suffisamment indurées pour être conservées à travers le temps. Les gisements à plus forte teneur en aluminium ne sont-ils pas tous des formations de bauxites isaltéritiques sur roches acides? et les gisements de bauxites allotéritiques ne sont-ils pas le plus souvent sur roches basiques?

Cela nous rapproche de l'objet de la troisième partie de ce travail, où nous verrons comment en relation avec le modelé et son évolution se forme, évolue, se conserve ou se détruit un gisement de bauxite.

CONCLUSION

de la 2ème partie

LES FILIATIONS ET LES DISCONTINUITÉS DE FACIES DANS LES TROIS FORMATIONS BAUXITIQUES

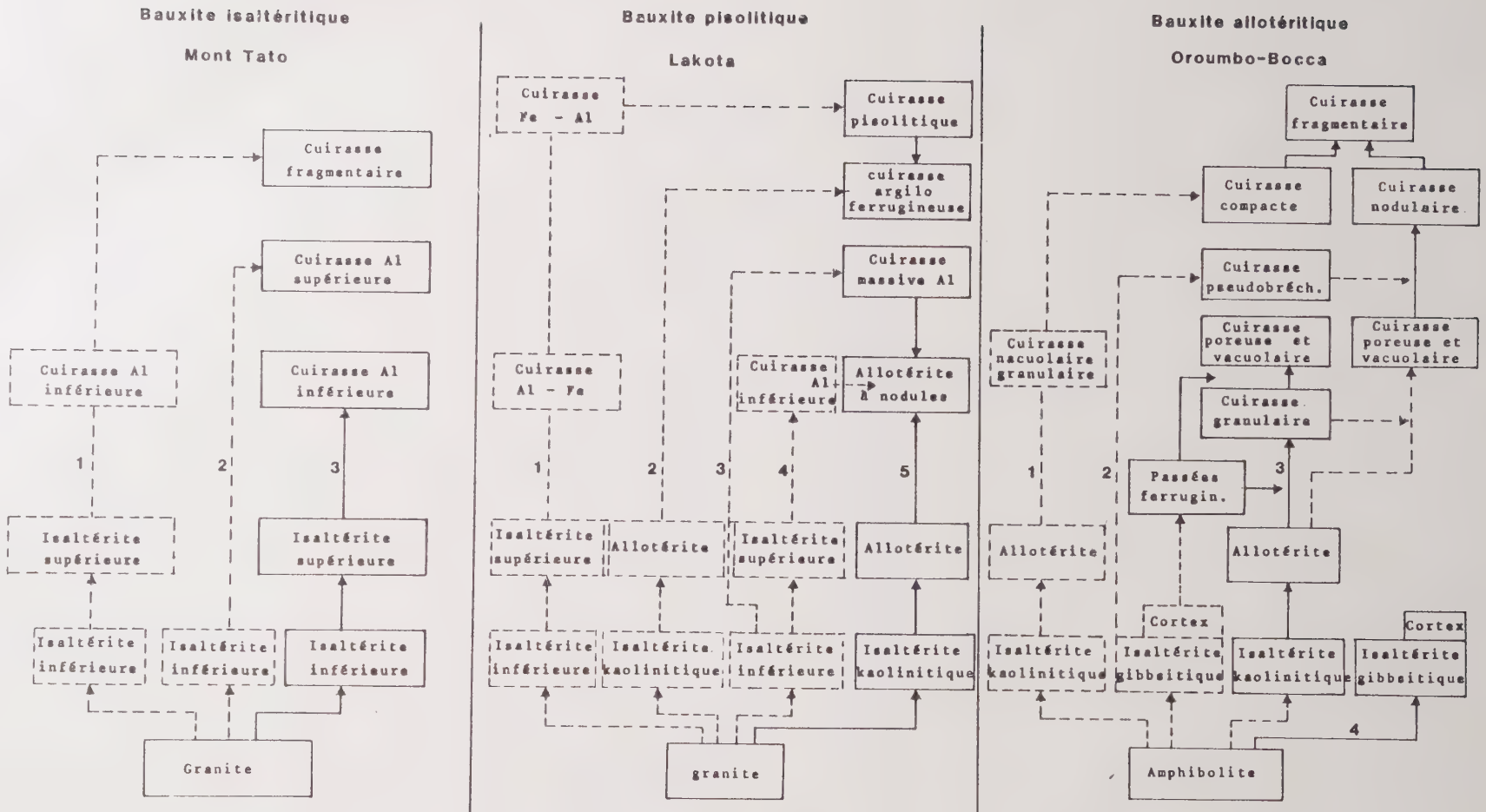


Figure 67: Schéma des filiations établies pour chacune des trois formations bauxitiques étudiées.
En pointillés: filiations ayant pu intervenir au cours de l'histoire géologique des profils.
En traits pleins: filiations et profils actuels.
1- Ordre supposé des filiations.

L'analyse pétrologique nous avait permis, dans la première partie, de caractériser trois types de formations bauxitiques (bauxite isaltéritique, bauxite allotéritique et bauxite pisolitique), et d'établir entre les différents faciès et les différents horizons, des *filiations* ou des *discontinuités* texturales et minéralogiques. Les transformations, observées à toutes les échelles, sont aussi géochimiques et impliquent l'existence de milieux géochimiques à dynamiques opposées dans lesquels se réalisent alternativement la concentration d'un ou plusieurs éléments, soit par accumulations relatives (milieux de départs), soit par accumulations absolues (milieux de dépôts).

Les variations géochimiques dans les profils, confirment, les filiations et les discontinuités entre les horizons. Sur un schéma, établi pour chacun des profils étudiés, sont figurés, les horizons et les filiations tels qu'ils se présentent actuellement, et tels que nous pouvons maintenant les supposer pour expliquer les discontinuités (fig.67).

Les variations verticales de faciès reflètent les successions et les alternances géochimiques qui ont orienté, au cours de l'histoire géologique, les modes d'altération et les modes de transformation des altérites et des cuirasses. Cet enchaînement se traduit dans les profils par des *successions normales* d'horizons ou par des *alternances*.

C'est ainsi que pour une *bauxite isaltéritique, la succession normale*, établie sur le Mont Tato, de bas en haut, à partir du granite, est formée d'une isaltérite gibbsitique inférieure, passant par l'intermédiaire d'un horizon d'illuviation ou isaltérite supérieure, à une cuirasse alumineuse inférieure à texture conservée. Pour *une bauxitique allotéritique, la succession normale* serait, sur l'Oroumbo Bocca, de bas en haut à partir de l'amphibolite, une isaltérite kaolinitique passant à une allotérite puis à une cuirasse granulaire et à une cuirasse poreuse et vacuolaire; le cas étudié présente, en raison de la situation préférentielle d'un puits en bordure du massif, une isaltérite gibbsitique à la base.

Mais le plus souvent, les profils sont complexes, avec *alternances* d'horizons, s'accompagnant en général de discontinuités texturales, minéralogiques et géochimiques. C'est ainsi que la cuirasse alumineuse supérieure du Mont Tato relève d'une filiation directe à partir d'une isaltérite inférieure, en l'absence d'importants dépôts cutaniques, ou que la cuirasse pseudobréchique de l'Oroumbo Bocca résulte de l'évolution d'un "pain d'épice" soumis à une accumulation absolue d'alumine. De même chaque horizon en discontinuité est la trace d'une filiation ancienne.

Ces alternances majeures dans les profils, pourraient correspondre à des variations des conditions morphoclimatiques intervenues au cours de l'histoire géologique, alors que s'effacent les alternances mineures qui résultent à chaque instant du fonctionnement différentiel des micromilieux.

3ème partie

RELATIONS ENTRE LA BAUXITISATION ET L'ÉVOLUTION DU MODELÉ

INTRODUCTION

Les analyses pétrologiques et l'étude des variations géochimiques ont permis de mettre en évidence non seulement la lithodépendance des formations bauxitiques,mais aussi au travers des successions et des alternances de faciès la complexité d'une longue histoire géologique. Un essai d'interprétation générale de la genèse de ces formations bauxitiques et de l'évolution des modelés présente certainement le risque de réduire, de simplifier sinon de déformer cette histoire. Cependant, des données de terrain telles que la morphologie actuelle des massifs, la distribution spatiale de ces formations et des différents faciès peuvent procurer quelques jalons de cette histoire.

Dans un premier chapitre, nous situerons donc les gisements et les indices à l'échelle du craton ouest africain. Puis nous verrons, dans chaque région étudiée, la distribution spatiale des formations bauxitiques et des faciès, et notamment les séquences latérales constituées. Dans chaque cas sera proposée une interprétation concernant la genèse de ces formations et leurs relations avec le modelé.

Dans un deuxième chapitre nous tenterons de préciser, d'une manière plus générale, les conditions de formation, de conservation ou de dégradation d'un gisement de bauxite. Enfin nous aborderons le problème de l'âge de ces formations bauxitiques.

CHAPITRE VI

LA DISTRIBUTION DES FORMATIONS BAUXITIQUES DE COTE D'IVOIRE

INTERPRÉTATIONS CONCERNANT LEURS GENESES ET LEURS RELATIONS AVEC LE MODELÉ

I. LA DISTRIBUTION DES FORMATIONS BAUXITIQUES A L'ECHELLE DU CRATON OUEST AFRICAIN

Les gisements et indices de bauxite des pays de l'Afrique de l'Ouest se localisent préférentiellement le long de deux ceintures séparées par les "antéclises" de Guinée et de Léo (fig.68).

- La *ceinture septentrionale* passe par le nord de la Guinée (gisement de Tougué), se poursuit au Mali (indices de Keniaba, Balea et quelques indices au sud de Bamako), en Côte d'Ivoire (indices de Syola et Niellé) et en Haute-Volta (indices de Bobodioulasso à Kaya).

- La *ceinture méridionale* longe la côte: gisements de Fria, de Kindia, des îles de Los en Guinée, gisement de Mokandji et indice de Freetown (GRANDIN et HAYWARD, 1975) en Sierra Leone. Cette bande prend en écharpe la Côte d'Ivoire du sud-ouest au nord-est, se prolonge au Ghana par les gisements d'Awoso, Kibi, Ejuanema, et au Togo (Mont Agou), remonte au nord des bassins crétacé et tertiaire du Bénin et du Nigéria vers le plateau de Jos (indice du plateau de Jos) (BOULANGE et ESCHENNBRENNER, 1971).

Figure 68 : Répartition des gisements et indices de bauxite en Afrique Occidentale.

Une jonction de ces deux ceintures se fait à l'ouest de la Guinée (gisement de Boké), se prolongeant en Guinée Bissao (indice du Rio Carabal) (de WEISS, 1954) et vers le Sénégal sur les contreforts du Fouta Djalon (MICHEL, 1970) et probablement jusqu'aux "latéritoïdes phosphatés" de la région de Dakar (TESSIER, 1950).

A l'écart de ces deux bandes, les gisements de l'Adamaoua au Cameroun, et des indices tels que des blocs remaniés de bauxite pisolitique observés dans le Centre du Mali (GRANDIN, comm. orale), des bauxites, blanche à rose, signalées au Niger oriental (FAURE, 1962) montrent la très large extension des bauxites sur cette partie du continent africain.

Les *altitudes* de ces gisements et indices sont très variées, avec des extrêmes à 1200m et 180m. Les altitudes les plus hautes correspondraient à d'*anciennes surfaces* d'âge jurassique (surface de Labé) et crétacé inférieur (surface de Dongol Sigou), observées au Sénégal oriental et en Guinée (MICHEL, 1970) et dont les équivalences, à l'ouest de la Côte d'Ivoire, sont probablement les aplanissements supérieurs de la chaîne du Mont Nimba (LECLERC *et al.*, 1955).

Tous les autres témoins bauxitiques sont attribués à la *surface éocène* ou *"surface africaine"*. Toutefois, leurs altitudes s'étagent de 800 à 180 mètres. Ceci s'explique par le bombement de cette partie du craton ouest africain, le long d'axes appelés "antéclise de Guinée" et "antéclise de Léo", bombement qui s'est poursuivi au cours du Tertiaire (TAGINI, 1971; BESSOLES, 1977). Les deux ceintures signalées regroupent chacune des gîtes, situés de part et d'autre de ces antéclises, dont les altitudes sont d'autant plus basses que l'on s'éloigne de leurs axes.

Ceci est net pour la Côte d'Ivoire, où la plupart des indices se répartissent sur la ceinture méridionale, orientée sud-ouest nord-est, passant par Tabou, Lakota, Toumodi, Bondoukou, et quelques uns sur la ceinture septentrionale: Touba, Bako, Niellé, Syola. Leurs altitudes s'abaissent de part et d'autre des axes de bombement, elles peuvent se répartir selon trois ensembles (fig.69):

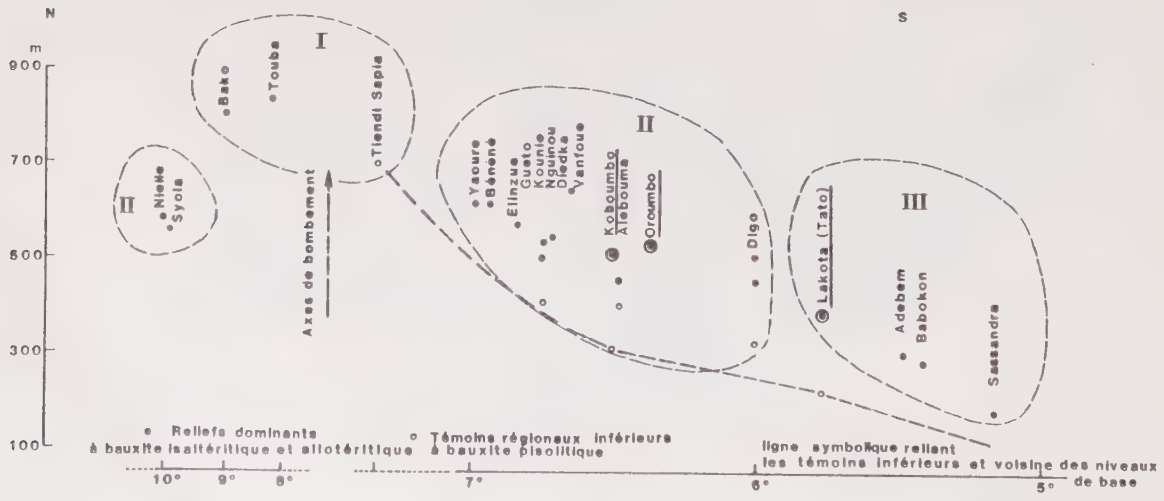


Figure 69: Distribution des bauxites de Côte d'Ivoire suivant leurs latitudes et leurs altitudes.

- (I) Les indices de Bako et de Touba à l'ouest, et ceux proches de Bondoukou (Tiendi, Sapia) ont des altitudes supérieures à 700m. On remarque qu'ils sont proches de l'axe de bombement.

- (II) Les indices de Syola et Niellé au nord, les indices du Yaouré, du Gueto, du Diedka, du Kounye, du Kokoumbo, de l'Alebouma, de l'Oroumbo, de Digo et de Didoko au centre, et les indices de Bénéné, d'Elinzué, de Nguinou à l'est, ont des altitudes comprises entre 500 et 600m.

- (III) A partir du plateau de Digo, les altitudes s'abaissent régulièrement vers le sud, et sont toutes inférieures à 400m: indices du Mont Tato (380m), Babokon (280m), Sassandra (180m).

Indépendamment de ces variations générales, il est à noter que, dans chaque région, sur des distances atteignant la dizaine de kilomètres, les altitudes des gîtes et indices de bauxite, peuvent se répartir dans des fourchettes atteignant 200m. Et l'on vérifie en particulier que, dans une région donnée, les bauxites les plus basses sont toujours pisolitiques.

Cette *double distribution spatiale* à *l'échelle du craton* mais plus encore à *l'échelle régionale*, montre que la notion de surface bauxitisée doit être maniée avec prudence. Si l'on ne veut pas être amené à multiplier les surfaces, il faut admettre que la bauxitisation s'exprime, dans un paysage qui conserve lui-même un certain relief, par une série de faciès cuirassés qui se succèdent selon leur position dans le modelé.

Il convient donc maintenant de resituer les trois types de formations bauxitiques étudiées dans un contexte géologique et morphologique régional, afin d'examiner les relations existant entre cette distribution spatiale régionale des faciès et le modelé actuel. Trois exemples seront ainsi étudiés successivement. Ce sont d'abord:

. les bauxites isaltéritiques et pisolitiques du Mont Tato et de Lakota;

. les bauxites allotéritiques de l'Oroumbo Bocca;

. puis un troisième exemple sera ici traité, car il comporte à la fois des bauxites allotéritiques et des bauxites pisolitiques; c'est celui du Kokoumbo.

II. LES BAUXITIQUES ISALTÉRITIQUES ET PISOLITIQUES ET LE MODELÉ DE LA RÉGION DE LAKOTA

1 - LES DIFFERENTES FORMATIONS CUIRASSEES DANS LE MODELE REGIONAL

Cette région de Lakota (fig.70), située à environ 250 km au nord ouest d'Abidjan, est entièrement sur substratum granitique. Son modelé est peu accentué. Il se marque par une série de reliefs dont les altitudes

varient de 384m au Mont Tato, à 215m à proximité de Lakota, dominant des croupes allongées descendant en pente douce jusqu'aux entailles du réseau hydrographique actuel.

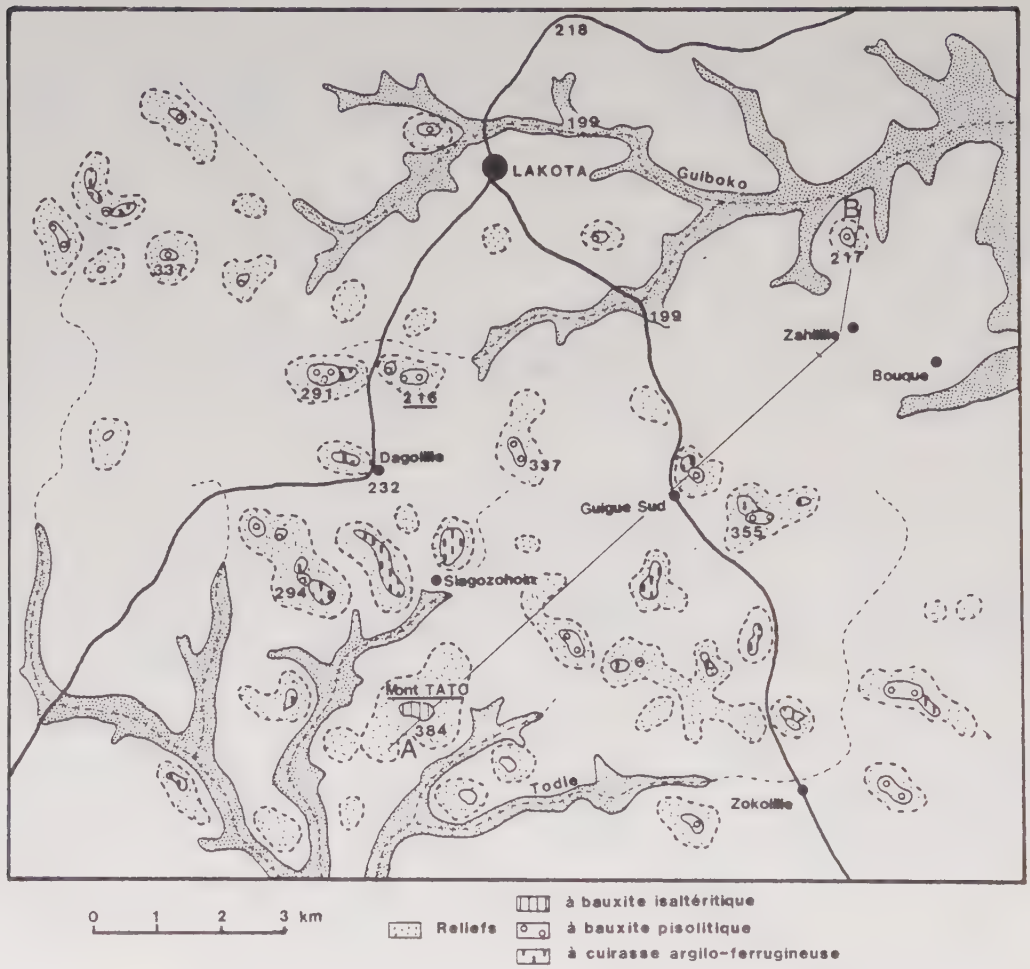


Figure 70: Carte de distribution des reliefs bauxitiques et intermédiaires dans la région de Lakota.

Trois unités morphologiques se distinguent ainsi, en fonction de leur altitude relative et de leurs formations superficielles rencontrées (fig.71):

. les *reliefs bauxitiques* avec diverses cuirasses *alumino-ferrugineuses*;
. les *reliefs "intermédiaires"*, avec des cuirasses *argilo-ferrugineuses;*
. les *croupes allongées*, avec des gravillons *ferrugineux*.

- Les *reliefs bauxitiques* sont coiffés de cuirasses alumino-ferrugineuses. A l'exception du Mont Tato, principal relief de la région (384m), dont la cuirasse est *isaltéritique*, tous les autres témoins sont des collines dont l'altitude décroît régulièrement de 330m à proximité du Mont Tato, à 200m à proximité des axes de drainage actuel, et dont la cuirasse est *pisolitique*.

- Les *reliefs "intermédiaires"*, qui occupent une superficie légèrement inférieure à celle des collines bauxitiques (fig.70) comportent: d'une part des buttes à sommet plat, toujours plus basses que les collines à cuirasse pisolitique les plus proches, d'autre part, des replats inscrits sur les flancs même de ces collines. Ces reliefs sont jalonnés de boules de *cuirasse argilo-ferrugineuse*, auxquelles sont fréquemment associés quelques débris de cuirasse pisolitique. Les dénivellations observées entre les sommets bauxitiques et ces replats intermédiaires sont d'environ 20m. La position de ces reliefs dans le paysage et les caractéristiques de leur cuirasse argilo-ferrugineuse permettent d'établir une corrélation avec les reliefs intermédiaires décrits en Afrique de l'Ouest (VOGT, 1957; MICHEL, 1959; GRANDIN et DELVIGNE, 1969a).

- En contre bas et divergeant à partir de ces collines se développe une série de *croupes allongées* s'étendant entre les altitudes 240 et 200m, à versants convexo-concaves. Leurs formations superficielles montrent, sous un horizon humifère, un horizon *"gravillonnaire" ferrugineux* de 20 à 30cm d'épaisseur, surmontant un horizon d'argile tachetée. De plus, à proximité des reliefs, s'observent des blocs remaniés de bauxite pisolitique , et de cuirasse argilo-ferrugineuse, parfois recimentés (Dagolilié). L'horizon gravillonnaire représente, dans la région, la seule trace d'un éventuel cuirassement postérieur à la formation des reliefs "intermédiaires".

Le réseau hydrographique s'inscrit entre ces croupes. Le passage aux bas fonds sableux (sables blancs) se fait par une zone étroite de sables ocre à gravillons ferrugineux, intercalée entre deux inflexions de la pente. Il s'agit probablement ici des termes aval d'une séquence géomorphologique, tels qu'ils ont été mis en évidence dans le centre de la Côte d'Ivoire (DELVIGNE et GRANDIN, 1969).

Rappelons enfin que dans cette région les niveaux de base dépendent de deux axes de drainage principaux: le Guiboké au nord (alt. 157m), et le Todié au sud (alt. 170m). Ce réseau ne comporte aucune orientation particulière; ses ramifications contournent et encerclent les reliefs résiduels. La pente générale est faible (0.4%).

2 - LE MODELE DES RELIEFS BAUXITIQUES ET LA DISTRIBUTION DES DEUX FACIES CUIRASSES.

Bien qu'à sommet plat, les témoins de cette surface bauxitique ne se discernent pas d'emblée comme des plateaux tabulaires, en raison de leur faible extension, du démantèlement des cuirasses sommitales et de l'imposant couvert forestier masquant leurs formes. Les bords des plateaux n'ont pas d'escarpements, ils sont marqués par de simples *changements de pente* parsemés de boules de cuirasse. *Les flancs* sont abrupts (jusqu'à 40% de pente au Mont Tato). Ils sont *convexes* dans leur partie sommitale jusqu'aux replats assimilés aux reliefs "intermédiaires". Ils deviennent franchement *concaves* à leur raccordement aux croupes allongées.

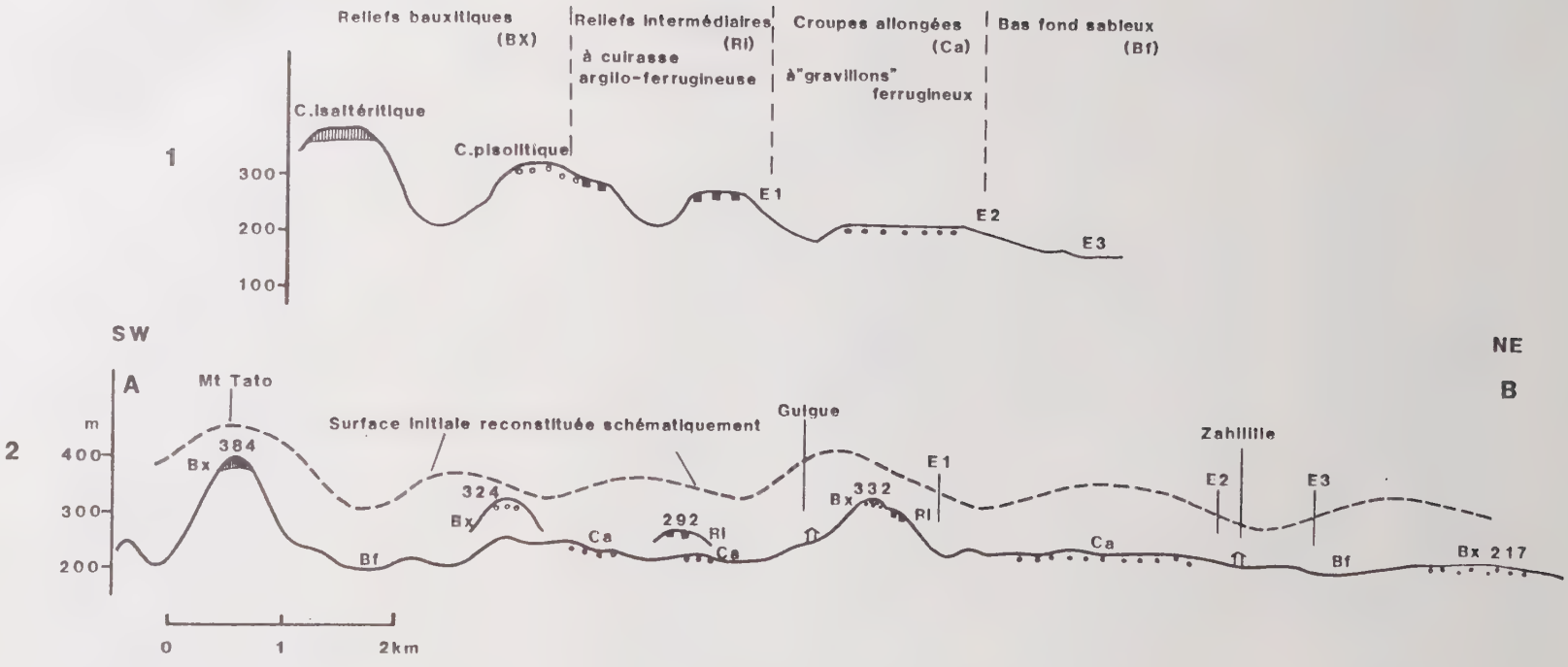


Figure 71: 1 Coupe schématique dans la région de Lakota
2 Coupe transversale AB(fig.70).

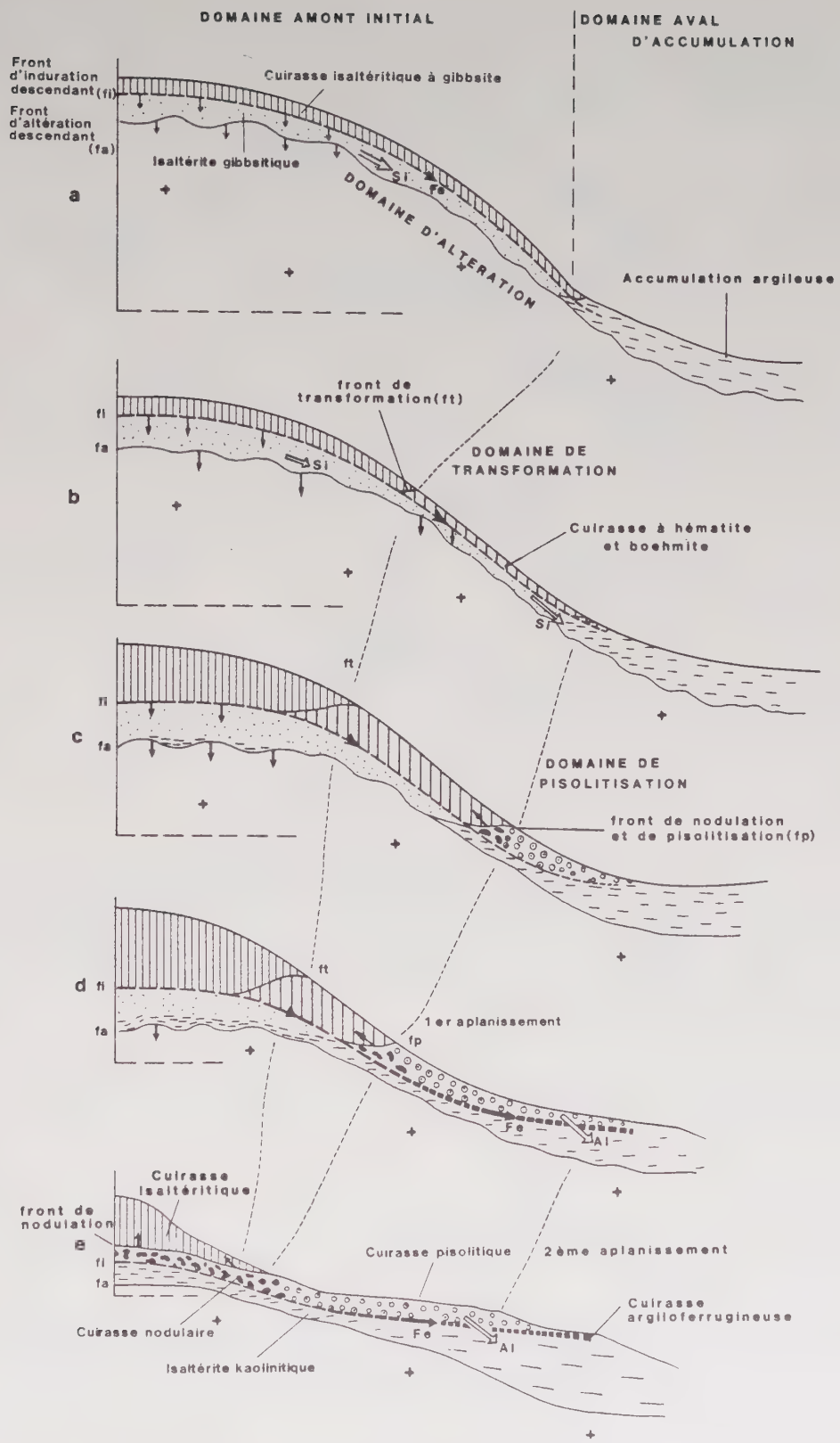


Figure 72: Schéma des évolutions du cuirassement et du modelé d'un versant dans la région de Lakota.

La distribution des deux faciès bauxitiques est simple. A l'exception du Mont Tato, dont la cuirasse massive est *isaltéritique*, toutes ces collines sont couvertes d'une cuirasse à texture *pisolitique*, et d'autant moins ferrugineuse que l'altitude est basse.

3 - INTERPRETATION DE LA GENESE DES FORMATIONS BAUXITIQUES ET DE L'EVOLUTION DU MODELE.

L'analyse microscopique des pisolites alumineux a permis de montrer que leur formation résultait de l'évolution en place d'une cuirrasse alumino-ferrugineuse, soumise successivement à des phases réductrices et oxydantes. Ces conditions alternées induisent des dégradations et des différenciations dans les plasmas de la cuirasse, avec, en présence de fer, formation de nodules "plasmiques", puis accrétion de cortex.

Deux schémas de l'évolution du modelé, liée à la bauxitisation, sont proposés: l'un à l'échelle du versant (fig.72), l'autre à l'échelle de l'interfluve (fig.73).

a) La formation de la bauxite isaltéritique.

Du sommet d'un interfluve initial jusqu'au talweg le plus proche, se développent deux domaines: un *domaine amont initial* (BOULET, 1974), et un *domaine aval d'accumulation* (BOCQUIER, 1971; BOULET *et al*, 1977). L'ensemble de ces domaines repose sur un *domaine d'altération* (NAHON, 1976) (fig.72a).

Sur le sommet de l'interfluve et sur les versants, il se forme au *front d'altération* une isaltérite gibbsitique, comme celle du Mont Tato. Dans le domaine initial, au niveau phréatique, cette isaltérite, enrichie par les accumulations absolues d'hydroxyde de fer et d'hydroxyde d'alumine, s'*indure* et se transforme en une *cuirasse alumineuse isaltéritique à gibbsite*. Le profil s'épaissit par descente simultanée des deux fronts d'altération et d'induration (fig. 72a).

b) La transformation de la cuirasse à gibbsite en cuirasse à boehmite.

Une partie du fer, maintenue en mouvement au niveau de la nappe, est entraînée vers les versants où elle se fixe, en raison de l'oxydation croissante quand la nappe affleure et oscille. C'est cette oscillation, qui déssèche périodiquement la cuirasse, qui provoque la transformation de la gibbsite en boehmite.

Ainsi sur un interfluve où se développe une bauxite isaltéritique, se délimite sur les *versants*, entre le domaine initial et le domaine d'accumulation, un domaine de *transformation* dans lequel la *cuirasse initiale à gibbsite* se transforme en une *cuirasse à gibbsite et boehmite, enrichie en fer* (fig. 72b-73a).

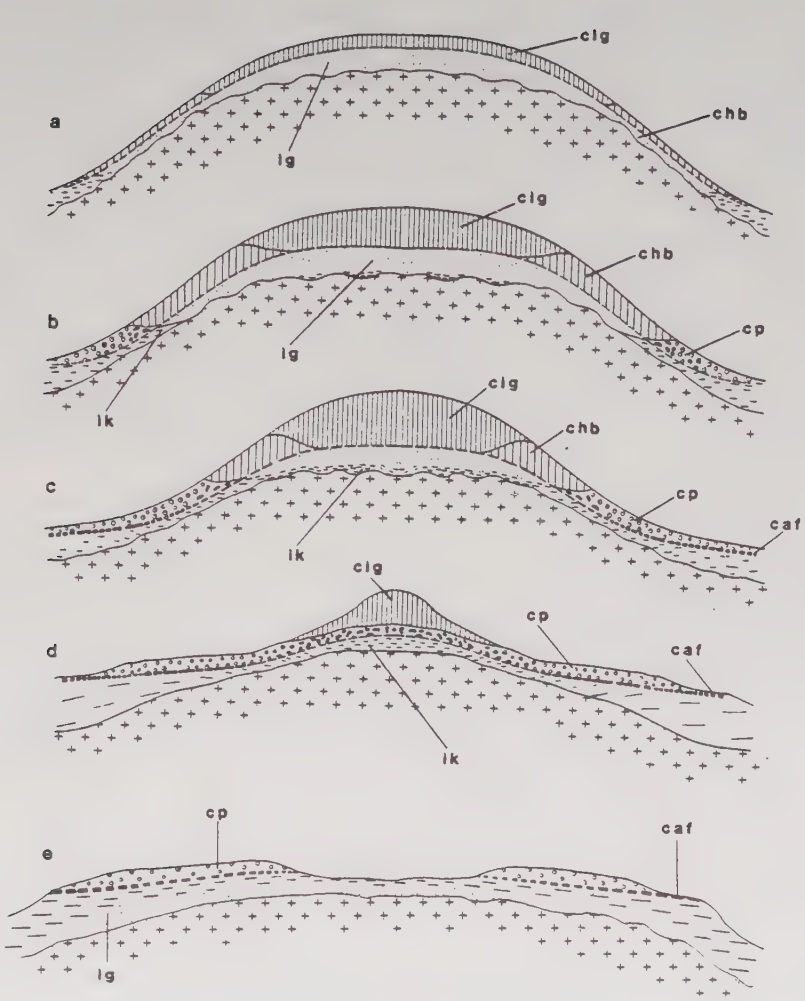


Figure 73: Schéma des évolutions du cuirassement et du façonnement des aplanissements sur un interfluve dans la région de Lakota.
ig isaltérite gibbsitique *cig cuirasse isaltéritique gibbsitique*
ik isaltérite kaolinitique *chb cuirasse à hématite et boehmite*
cp cuirasse pisolitique
caf cuirasse argilo ferrugineuse

c) La formation de la bauxite pisolitique.

Durant l'enfoncement du front d'altération, les bas de versants sont colmatés par la progression de l'aval vers l'amont d'*accumulations argileuses* telles que les ont mises en évidence BOCQUIER (1971) et BOULET (1974) à l'aide d'analyses toposéquencielles réalisées au Tchad et en Haute Volta.

Le domaine d'accumulation argileuse finit par rejoindre vers l'amont la base de la cuirasse de versant, la plaçant ainsi en condition de *déséquilibre* (BOULET, 1974; BOULET *et al.*, 1977). La cuirasse de versant à hématite et boehmite se trouve ainsi, maintenant, à l'amont immédiat d'un milieu beaucoup moins drainant. L'alternance des conditions oxydantes et des conditions plus réductrices vont déterminer des évolutions glébulaires (dégradations et différenciations), à l'origine de la formation, d'abord des nodules relictuels, puis de pisolites (fig. 72c et 73b). Ainsi au bas des versants, entre le domaine de transformation et le domaine d'accumulation, se différencie un *domaine de pisolitisation*.

La diminution de porosité (évaluée à environ 20 à 30% au Mont Tato) qui accompagne la pisolitisation, entraîne dans ces zones de versant, une réduction importante du volume de la cuirasse. Dans cette séquence de cuirassement, la pisolitisation commence donc au pied des versants, et elle induit ainsi une pente plus faible que celle du versant initial; cet affaiblissement de la pente s'étend vers l'axe de l'interfluve, en suivant le recul général des versants, parallèlement à eux-mêmes. *Le front de formation des pisolites* va ainsi progresser de l'aval vers l'amont, en dégageant un *aplanissement* à cuirasse pisolitique (fig.72c).

De cette manière, les flancs d'une colline peuvent s'aplanir. L'unité de modelé est alors constituée d'un plateau occupé en son centre par une cuirasse à faciès isaltéritique et des bordures à *faciès pisolitique* (fig.72d). Il n'est pas exclu que le domaine de pisolitisation ait pu gagner l'ensemble du plateau sous la bauxite initiale résiduelle (fig.72e). Mais celle-ci n'ayant pas été soumise à la première transformation (ferruginisation et transformation de la gibbsite en boehmite), l'évolution ne dépassera pas le stade des nodules relictuels.

Fréquemment dans cette région, on observe la *proximité de deux petits témoins de cuirasse pisolitique* (fig.70) séparés de 100 à 200m par un col non cuirassé. Ces témoins peuvent représenter les aplanissements de versants intervenus de part et d'autre d'un interfluve initial, sans que la pisolitisation n'ait progressé jusqu'au centre. Une accentuation de l'érosion mécanique superficielle, après la bauxitisation, a déblayé la partie centrale moins indurée de l'interfluve (fig.73e).

Ainsi, *les interfluves initiaux* apparaissent *d'extension réduite*, d'ordre kilométrique. L'ensemble de ces interfluves formait donc une *surface initiale ondulée, multiconvexe* (fig.71). L'altitude décroissante des témoins à cuirasse pisolitique, à partir du Mont Tato, relief principal, montre que cette surface initiale devait être légèrement inclinée en direction du nord, vers un axe de drainage coulant sensiblement à la même place que le Guiboké actuel.

Au cours de la formation des pisolites, il a été fait mention, entre les phases de nodulation ou d'accrétion de cortex, de dépôts cutaniques sous forme de ferrigibbsitanes ou de gibbsitanes. Ceux-ci se produisent tant que le relief de commandement existe: fer et alumine sont mis en mouvement à partir de la bauxite initiale, et migrent vers les horizons inférieurs des profils et les parties basses de la séquence.

d) La formation de la cuirasse argilo-ferrugineuse.

On observe, en discontinuité, sous l'horizon à pisolites des collines basses de Lakota, un horizon de cuirasse argilo-ferrugineuse (cf. ch. III). Celui-ci marque la position du niveau phréatique déterminée par le niveau de base hydrographique local. Le fer s'y fixe au cours des périodes plus oxydantes. Bien plus, on a observé que lorsque les pisolites sont totalement déferruginisés, la boehmite est alors déstabilisée, et l'alumine ainsi libérée est remise en mouvement, cristallisant dans des micromilieux sous forme de gibbsite. Il paraît fort probable que, dans les zones situées les plus à l'aval de l'aplanissement à cuirasse pisolitique, cette alumine passe directement au niveau de la nappe, où elle se recombine rapidement à la silice, lixiviée du front d'altération de l'interfluve (tant que celui-ci est présent) pour former de la kaolinite. L'alumine s'intègrerait ainsi à la cuirasse argilo-ferrugineuse.

Dans cette région de Lakota, non seulement cet horizon de cuirasse argilo-ferrugineuse se situe, verticalement, sous la cuirasse pisolitique, mais chaque relief résiduel bauxitique est flanqué latéralement de replats (parfois de collines) d'altitude légèrement inférieure (environ 20m), sur lesquels subsistent alors des traces (boules, gravillons) de la présence de cette cuirasse argilo-ferrugineuse. Parfois même, des débris de cuirasse pisolitique s'observent sur ces reliefs"intermédiaires" (colline au nord de Siagozohoin et collines 294, 355) (fig.70). Ainsi, la cuirasse argilo-ferrugineuse de ces reliefs "intermédiaires" paraît être la trace ultime de la présence d'une bauxite pisolitique.

e) La bauxitisation et les surfaces d'aplanissements.

Dans la région de Lakota, on définit donc une *séquence* de trois *faciès cuirassés* répartis en altitudes décroissantes en fonction du modelé: *bauxite isaltéritique* sur le relief principal, *bauxite pisolitique* sur les replats et collines avoisinantes et enfin la *cuirasse argilo-ferrugineuse*, à une altitude légèrement inférieure, sur ce qu'on appelle les reliefs "intermédiaires" entre les reliefs bauxitiques et les glacis plus récents. Cette séquence apparaît généralement discontinue. Ainsi, on ne peut envisager de rattacher au Mont Tato toutes les collines basses, et d'étendre un cuirassement bauxitique de manière continue sur plus de cent kilomètres carrés. Chaque relief, formé d'un plateau ou d'un couple de plateaux à cuirasse pisolitique, est témoin d'un ancien interfluve, dont l'ensemble constituait la surface initiale (fig.71).

Ce tryptique de faciès étagés n'implique pas, malgré ses discontinuités, la succession d'*épisodes d'aplanissements mécaniques* et de cuirassements. Il résulte plutôt d'une différenciation de milieux géochimiques en fonction d'un modelé initial.

En effet, en suivant la distinction des milieux géochimiques proposée par BOULET (BOULET *et al.*,1977), se réalise successivement:

- dans le domaine initial allitisant du sommet de l'interfluve, la formation de *bauxite isaltéritique*,
- dans le domaine de transformation des versants, la *ferruginisation* et la *formation* de *boehmite*,

. à l'amont du domaine d'accumulation d'argile des piémonts, *la pisolitisation*,

. à l'aval de l'aplanissement à cuirasse pisolitique, *la dégradation* des pisolites et la formation de la *cuirasse argilo-ferrugineuse*.

L'évolution progressive et continue de ce système va tendre à réaliser un *aplanissement* complet du paysage associé à un *cuirassement ferrugineux*.

En effet, au cours de la formation des bauxites isaltéritiques, en même temps que descendent les fronts d'altération et d'induration, la cuirasse subit à son sommet, des dégradations (dissolution de la gibbsite et de l'hématite). L'alumine et le fer libérés migrent plus bas dans les profils, et se piègent dans l'isaltérite supérieure, sous forme de dépôts cutaniques. La cuirasse s'enrichit, se construit aux dépens de l'isaltérite, nourrie par les accumulations absolues qui résultent des transferts verticaux de fer et d'alumine. Ainsi se produit ce qui a déjà été défini comme l'*"enfoncement géochimique"* des cuirasses (NAHON et MILLOT, 1977). Cet enfoncement lent entraîne un *abaissement* dans le paysage des sommets d'interfluve. On peut estimer l'abaissement du sommet du Mont Tato correspondant au profil actuel à une trentaine de mètres, compte tenu du bilan établi pour cette cuirasse qui indique une équivalence de 45m de granite nécessaire à la formation des 18,50m de profil.

Dans le même temps, la diminution de la porosité et les soutirages de fer intervenant au cours de la formation des pisolites aux dépens des bauxites transformées de versants, entraînent une importante réduction de volume. Ainsi, la progression du *front de pisolitisation*, de la base des versants vers l'axe des interfluves, dégage *un premier aplanissement*. En l'absence de témoins des interfluves initiaux, situés en continuité avec les collines à bauxite pisolitique, il est difficile d'estimer la dénivellation de cet aplanissement par rapport à l'interfluve. Les fortes teneurs en titane, trois fois plus concentré dans les bauxites pisolitiques que dans les bauxites initiales, donnent une indication de l'efficacité de ces mécanismes qui, en réduisant le volume cuirassé, abaisserait à nouveau le modelé dans un rapport de l'ordre de 3 pour 1.

Plus en aval, la *dégradation* complète des *pisolites* dégage elle-même un *second aplanissement* qui se renforce par la formation de l'horizon de *cuirasse argilo-ferrugineuse*, et qui constitue les reliefs "intermédiaires". Les versants joignant ces deux aplanissements sont toujours convexes, ce qui confirme la continuité des dégradations géochimiques et leur prédominance sur l'érosion mécanique durant leur formation. La dénivellation observée, entre ces deux aplanissements, est d'une vingtaine de mètres; mais il faut cependant tenir compte que la cuirasse argilo-ferrugineuse est toujours démantelée, et que son niveau a pu ainsi se trouver abaissé, par dégradation géochimique et par érosion mécanique, postérieurement à sa formation.

Ainsi en *l'absence* de toute reprise *d'une érosion mécanique*, il y aurait *effacement complet de l'interfluve* et *formation d'un aplanissement à cuirasse argilo-ferrugineuse*.

f) L'incision de ces surfaces d'aplanissement.

Au nord et à proximité de la colline 217, le Guiboké coule actuellement à une altitude de 170m. On peut donc estimer, en cet endroit, à environ 30m la baisse du niveau de base consécutive aux enfoncements du réseau postérieurs à la formation des cuirasses argilo-ferrugineuse. *Une première incision* (fig.71, E_1) aurait ainsi découpé l'ancienne surface, isolant des témoins des aplanissements à cuirasse pisolitique et à cuirasse argilo-ferrugineuse. Lors d'une reprise de l'altération, l'interfluve devient à nouveau domaine initial allitisant.

Ainsi peut se constituer sous les reliques des cuirasses pisolitiques une nouvelle bauxite isaltéritique.

Simultanément à cette incision, se façonne une "pédiplaine",limitée par la courbe 200 à proximité des axes de drainage, dont la zone d'amarrage aux reliefs résiduels bauxitiques et intermédiaires est concave. Cette zone se situe vers la courbe 240 aux environs du Mont Tato. Puis la pédiplaine est elle-même découpée en croupes par *deux petites incisions ultérieures* (fig.71, E_2, E_3) qui apparaissent sur les bords des drains principaux. La présence de gravillons ferrugineux sur ces croupes est une indication d'un cuirassement partiel précédant ces incisions et distinct des cuirassements étudiés ici.

Ainsi par ces trois incisions successives, les aplanissements géochimiques protégés par leurs cuirasses sont dégagés. Cette mise en relief:

. *stoppe les évolutions glébulaires et la pisolitisation* dans les bauxites isaltéritiques,

. *commande une reprise de l'altération* sous les cuirasses avec formation d'isaltérite à gibbsite ou d'isaltérite à kaolinite selon les conditions de drainage,

. *assure une reprise de l'enfoncement géochimique* des cuirasses.

4- CONCLUSION SUR LES RELATIONS ENTRE LA BAUXITISATION ET L'EVOLUTION DU MODELE DANS LA REGION DE LAKOTA.

Ainsi, dans la région de Lakota, l'existence de deux surfaces cuirassées, d'altitudes inférieures à celle du Mont Tato, correspond à un *double aplanissement géochimique*, progressant des piémonts vers les axes d'interfluves. Le Mont Tato représente, à l'échelle régionale, le seul témoin conservé d'une zone axiale d'interfluve, en l'occurrence l'interfluve principal de la surface initiale, multiconvexe. Les faciès pisolitiques n'apparaissent donc que comme un stade de transition entre la bauxite initiale isaltéritique et la cuirasse argilo-ferrugineuse des reliefs "intermédiaires".

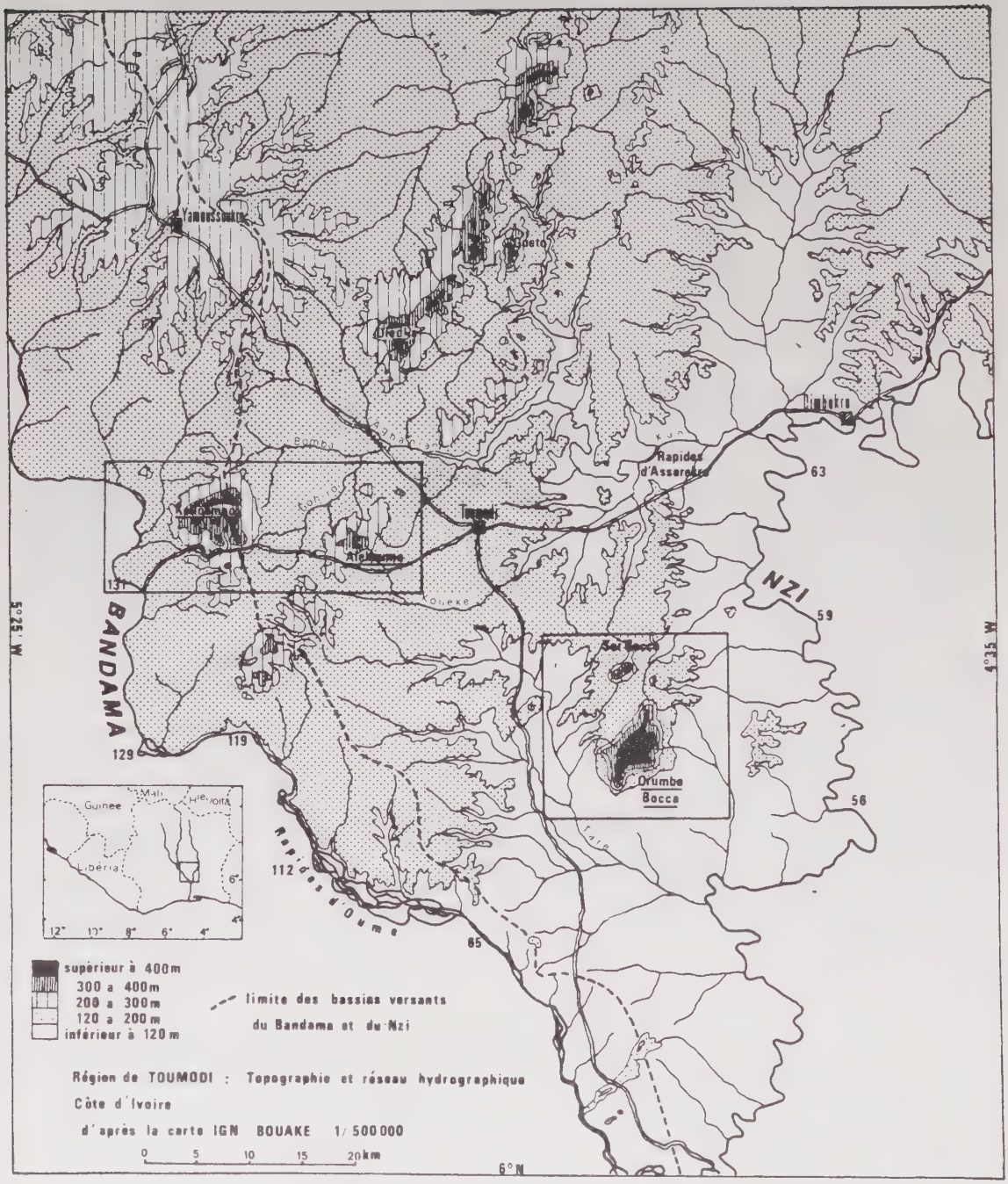


Figure 74: Carte de situation des massifs de l'Oroumbo et du Kokoumbo.

Cette évolution complexe, mais continue et progressive, ne peut se développer et se réaliser totalement qu'en l'absence d'un changement climatique, ou d'une forte incision susceptible d'entraîner une érosion mécanique intense. La stabilité et la permanence de ces conditions pourront assurer une évolution complète de chaque interfluve jusqu'au terme ultime qu'est la cuirasse argilo-ferrugineuse. Cette évolution entraîne la destruction complète d'un indice de bauxite avant même qu'il acquiert les caractéristiques d'un gisement.

III. LES BAUXITES ALLOTÉRITIQUES ET LE MODELÉ DE L'OROUMBO BOCCA

L'Oroumbo Bocca, comme le Kokoumbo et l'Alebouma dont nous traiterons au paragraphe suivant, se situent au centre de la Côte d'Ivoire, dans la zone du "V" Baoulé, délimitée à l'est par le Nzi, à l'ouest par le Bandama (fig.74).

1- LES DIFFERENTES FORMATIONS CUIRASSEES DANS LE MODELE REGIONAL.

Seul relief important de cette partie méridionale du "V" Baoulé, le massif de l'Oroumbo Bocca (527m). protégé par son épaisse *cuirasse allotéritique alumino-ferrugineuse*, apparaît de très loin comme un grand plateau s'élevant vigoureusement, d'environ 300m, au dessus de la plaine environnante d'altitude 150 à 200m. Deux autres collines se situent à proximité, au nord: le Sui Bocca (494m) et l'Oufoué Bocca (248m) (fig.75).

Le Sui Bocca possède à son sommet quelques mètres carrés d'une cuirasse allotéritique alumino-ferrugineuse à texture poreuse et vacuolaire. Il peut être considéré comme un témoin de la même surface cuirassée que l'Oroumbo Bocca, sans que cela implique l'existence d'une cuirasse initialement continue entre les deux massifs.

Sur l'Oufoué Bocca, nous avons décelé un seul bloc de cuirasse argilo-ferrugineuse, gravillonnaire, difficilement corrélable à un type précis. Toutefois, sa position topographique permettrait de considérer ce relief comme "intermédiaire".

La plaine qui environne ces reliefs, comporte deux unités morphologiques, décrites précédemment comme haut glacis et moyen glacis (BOULANGE, 1970).

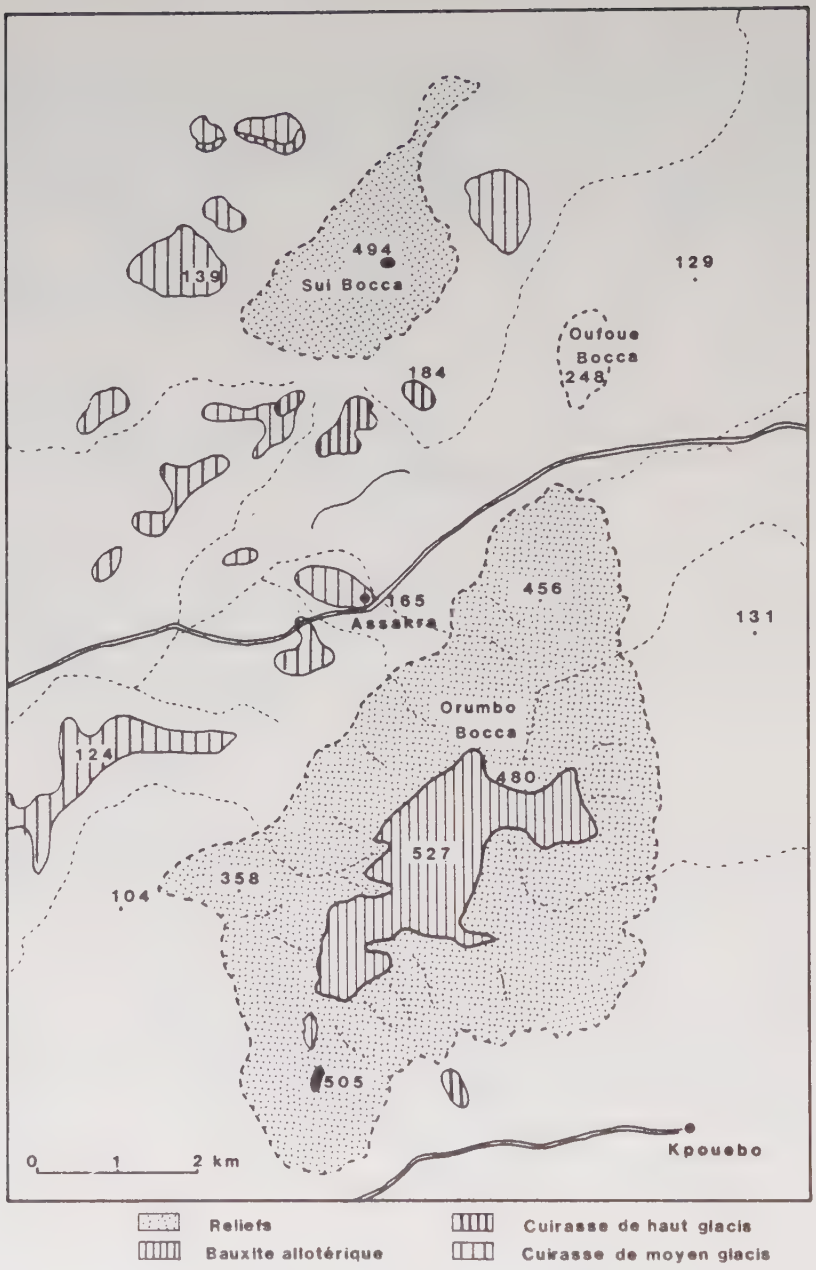


Figure 75: Carte de distribution des faciès cuirassés dans la région de l'Oroumbo Bocca.

Le haut glacis est très peu représenté; il n'en subsiste qu'un seul petit témoin au sud de l'Oroumbo Bocca, et trois à quatre témoins autour du Sui Bocca, complètement isolés de leur relief de commandement. Ces lambeaux de glacis sont facilement identifiables par leur position topographique (180 à 200m), et les caractères de leur cuirasse à kaolinite, goethite et à quartz abondant.

Le moyen glacis est l'unité majeure de la plaine. Sa pente est faible, franchement concave dans sa partie amont, où il s'amarre aux reliefs de commandement à l'altitude 200m. Cette partie amont est formée

de colluvions, graviers, gravillons, sables, argiles ocre passant à l'ouest, sur granites, à des formations sableuses dénommées sables ocre (DELVIGNE et GRANDIN, 1969) parfois faiblement indurées, et au nord-est sur amphibolites, à des terres noires. Les formations de ces glacis de piémont ne contiennent aucun élément résiduel de bauxite sommitale.

Ces glacis sont inclinés vers les axes de drainage. Les étapes récentes d'abaissement du niveau de base et de diversification du réseau, s'y inscrivent, allant jusqu'à isoler des lambeaux de glacis.

Le niveau de base régional est à l'altitude de 40m au confluent du Nzi, qui draine la partie orientale du massif, et du Taré qui en draine les parties occidentales et méridionales (fig.74).

Les profils en long des rivières ont une pente de 0.2 à 0.3% dans leur cours inférieur, de 0.6 à 0.8% dans leur cours moyen et de 15% dans leur cours supérieur. Ces données rendent compte de la résistance du massif à l'érosion. Dans le cours supérieur, des traces d'entailles vers 400, 300 et 150m marquent les étapes successives de l'enfoncement du réseau, qui ont assuré le dégagement du massif avec sa morphologie actuelle.

2 - LE MODELE DU MASSIF DE L'OROUMBO BOCCA (fig.76)

a) Le plateau.

Le plateau sommital est entièrement protégé par une cuirasse allotéritique alumino-ferrugineuse. Il a une longueur maximale de 4.5 km et une largeur maximale de 2.5 km. Sa superficie est de 450 ha. Son altitude est comprise entre 480 et 527 m. Il se prolonge au sud par un col (480 m) et une colline (505 m), également couverts d'une cuirasse alumino-ferrugineuse.

Ce plateau présente dans son ensemble, comme le montre la figure 76, la forme d'une grande gouttière faiblement inclinée (2% de pente) du SW au NE. Les rebords voisinent ou dépassent l'altitude de 500m. Le point le plus aval de son axe est à 480m. Le réseau hydrographique, inscrit sur ce plateau a déjà été présenté (cf.ch.II).

Les limites du plateau sont celles de la cuirasse. Les rebords cuirassés sont de deux types: des escarpements et de simples ruptures de pente.

- *Les escarpements*. Sur toute la longueur de la bordure occidentale du plateau, s'élèvent des parois escarpées de 10m au nord jusqu'à 22m au sud, où elles sont interrompues par l'entaille qui recoupent les amphibolites. Ces escarpements bordent aussi la partie nord-est du plateau avec une hauteur d'une quinzaine de mètres, s'abaissant (8-10m) au rebord aval de la gouttière centrale. Localement, le démantèlement de la dalle cuirassée a pu se faire par abattage de pans complets. Il n'existe

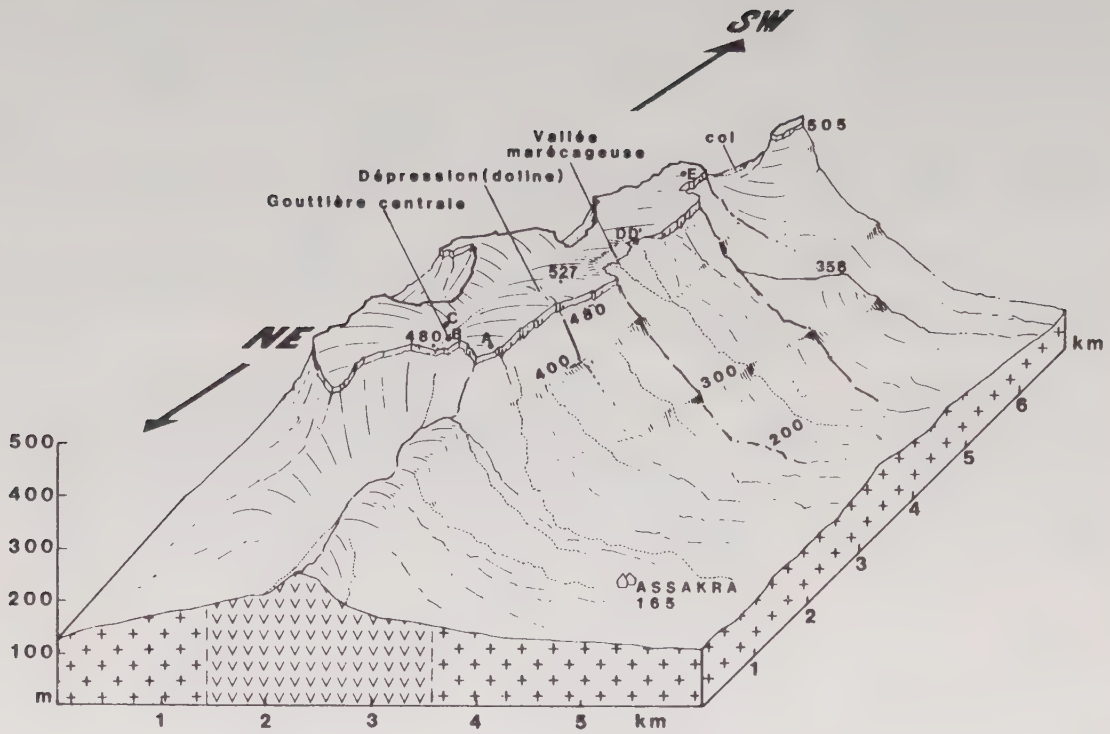


Figure 76: Le massif de l'Oroumbo Bocca

cependant aucun indice récent d'un tel démantèlement. Dans les cavernes sous-jacentes aux escarpements de cuirasse, les épaisses couches de terre enrobant de nombreux débris de poteries témoignent de leur utilisation ancienne comme abris sous roche, d'ailleurs probablement aménagés à partir de surplombs, dans les altérites argileuses. Dans la période actuelle, l'érosion mécanique est donc limitée aux effets de la végétation forestière qui couvre le massif.

- *Les ruptures de pente.* Sur la bordure orientale du plateau, le rebord n'est marqué que par une rupture de pente. Le plateau se prolonge alors, jusqu'à la courbe 480, en une pente régulière parsemée d'un chaos de blocs provenant d'un démantèlement sur place de la cuirasse.

Le plateau se présente donc comme témoin d'une ancienne surface ondulée, inclinée vers le nord-est, et entièrement fossilisée par une épaisse cuirasse allotéritique alumino-ferrugineuse.

b) Les flancs .

Les flancs du massif ont une pente très accusée (20%) convexo-concave dans leur partie supérieure, franchement concave à partir de la courbe 400 m. Ils sont interrompus sur tout le pourtour du massif par des séries discontinues de rupture de pente, soulignées localement par la présence de replats. Ces replats sont au nombre de quatre (fig.76).

Le premier, entre les courbes 450 et 480, correspond à la base de l'escarpement cuirassé sommital. Il se limite à un chaos de blocs de cuirasse allotéritique. Ces blocs peuvent être supérieurs au mètre cube.

Vers la courbe 400 s'inscrit le deuxième replat. On y note la présence de blocs de cuirasse sommitale allotéritique toujours plus gros sous les escarpements . Ce replat est aussi jalonné de nombreuses boules d'amphibolite avec cortex d'altération gibbsitique. A hauteur de ce replat, les amphibolites affleurent en barres dans les lits des marigots.

Le troisième replat se localise vers la courbe 300. Les blocs de cuirasse sommitale y sont rares. Ce replat marque l'accrochage amont du haut glacis.

La dernière rupture de pente (200m) forme le talus de la partie amont du moyen glacis.

Les ravins prennent naissance sous le replat supérieur dans de larges dépressions alvéolaires qui se resserrent rapidement. Ils incisent franchement les altérites de pente, et viennent buter sur les affleurements d'amphibolite (400m). Plus en aval, à hauteur du replat 300, leur lit est de moins en moins marqué, l'eau peut stagner dans de petites mares et toutes traces d'écoulement finissent par disparaître en tête du glacis de piémont. Les résurgences se produisent vers 140 m. En saison des pluies les eaux ruissellent à partir du sommet, la zone de source est alors sous le rebord de la cuirasse sommitale et correspond donc au toit de l'allotérite. En saison sèche, cette zone se situe sous les altérites de pente, au-dessus des barres d'amphibolite (400m).

3 - LA DISTRIBUTION DES FACIES CUIRASSES SUR LE PLATEAU.

Les puits décrits (ch.II) ont été foncés sur la bordure occidentale (puits A, D, D', E) et dans la gouttière centrale (puits B et C). Les autres parties du plateau ont été prospectées en surface. Un quadrillage systématique du plateau a aussi été réalisé dans le cadre de la campagne de prospection faite par la SODEMI (ZANONE, 1965).

L'ensemble cuirasse montre une structure massive sur tout le plateau, cependant que les faciès sont hétérogènes.

L'horizon superficiel de *cuirasse à faciès compact*, très riche en fer, a une extension presque générale. Il affleure en dalle continue dans les savanes incluses. Ailleurs sous forêt, il est recouvert de 10 à 30cm d'horizons humifères.Cette cuirasse peut acquérir une structure fragmentaire, notamment dans la partie centrale de la gouttière, et aussi localement sous forêt, où la fragmentation est alors liée à l'enracinement. *La cuirasse à faciès poreux et vacuolaire*, bien représentée dans les puits A et E, est dominante sur les bordures élevées du plateau. Dans le fond de la gouttière elle fait place à *une cuirasse à faciès nodulaire* (puits B et C). *La cuirasse à faciès pseudo bréchique*, caractérisée par une

conservation des textures de l'amphibole, ne se trouve pas à l'affleurement; elle forme des horizons bien individualisés dans les profils des parties élevées du plateau (puits A et E). *La cuirasse à faciès granulaire* n'a été observée que dans les puits, au toit de l'allotérite dont elle dérive.

Une dépression s'est creusée au sud du puits A. La hauteur des berges est d'environ 5m. La présence permanente d'eau a empêché le fonçage d'un puits. ZONONE (1971) mentionne cependant le prélèvement de quelques échantillons riches en Al_2O_3 (> 60%) et pauvres en fer (< 10%). Il apparaît donc, que très localement dans cette dépression, les conditions réductrices permettent l'élimination du fer. Ce départ s'accompagne d'une concentration de l'alumine résiduelle. Il y a formation d'une véritable doline.

C'est probablement de tels phénomènes de dissolution et de soutirage internes qui sont à l'origine de la vallée marécageuse qui s'enfonce au milieu de la bordure occidentale. Mais là, le rebord cuirassé a cédé, et la dépression sommitale, formée à cet endroit, a été placée en liaison directe avec le réseau hydrographique actuel.

4 -INTERPRETATION DE LA GENESE DE LA FORMATION BAUXITIQUE ET DE L'EVOLUTION DU MODELE.

Avant de proposer une interprétation de la genèse du cuirassement et de l'évolution du modelé, il convient d'essayer de préciser le type de modelé sur lequel a pu se développer cette formation.

Les puissants escarpements, tels qu'ils s'observent sur la bordure occidentale du massif, ne peuvent se former à l'aval d'une séquence géomorphologique. En effet, dans des formations indurées plus récentes (haut ou moyen glacis), les escarpements les plus puissants s'observent toujours à l'amont des glacis, lorsque des incisions séparent ces glacis de leurs reliefs de commandement; par contre à l'aval, les rebords sont toujours moins marqués.

Ainsi, les escarpements des bordures élevées du plateau se situeraient à l'amont des séquences géomorphologiques dont *la gouttière centrale*, avec ses 20 à 40m de dénivelée, en serait le point bas. Dans cette gouttière, la cuirasse nodulaire s'est formée en place à partir de cuirasses granulaire ou poreuse et vacuolaire; la réinduration des plasmas internodulaires, simultanément à l'individualisation des nodules relictuels ainsi maintenus en place, incline à limiter les effets de soutirage qui ne peuvent seuls expliquer cette gouttière. La présence d'une zone déclive devait donc être antérieure à la formation de la cuirasse actuelle. Et la pente du plateau vers le nord est une indication sur l'orientation d'un ancien réseau hydrographique.

Le modelé régional hérité, sur lequel s'est développée la formation bauxitique actuelle, pourrait s'envisager, comme dans la région de Lakota, sous forme d'un modelé multiconvexe. Mais il existe ici une discontinuité géologique. En effet, le contact des granites et des amphibolites est situé sur les versants actuels (fig.76). Ainsi peut-on penser que les interfluves initiaux auraient été vraisemblablement constitués pour l'essentiel de granites.

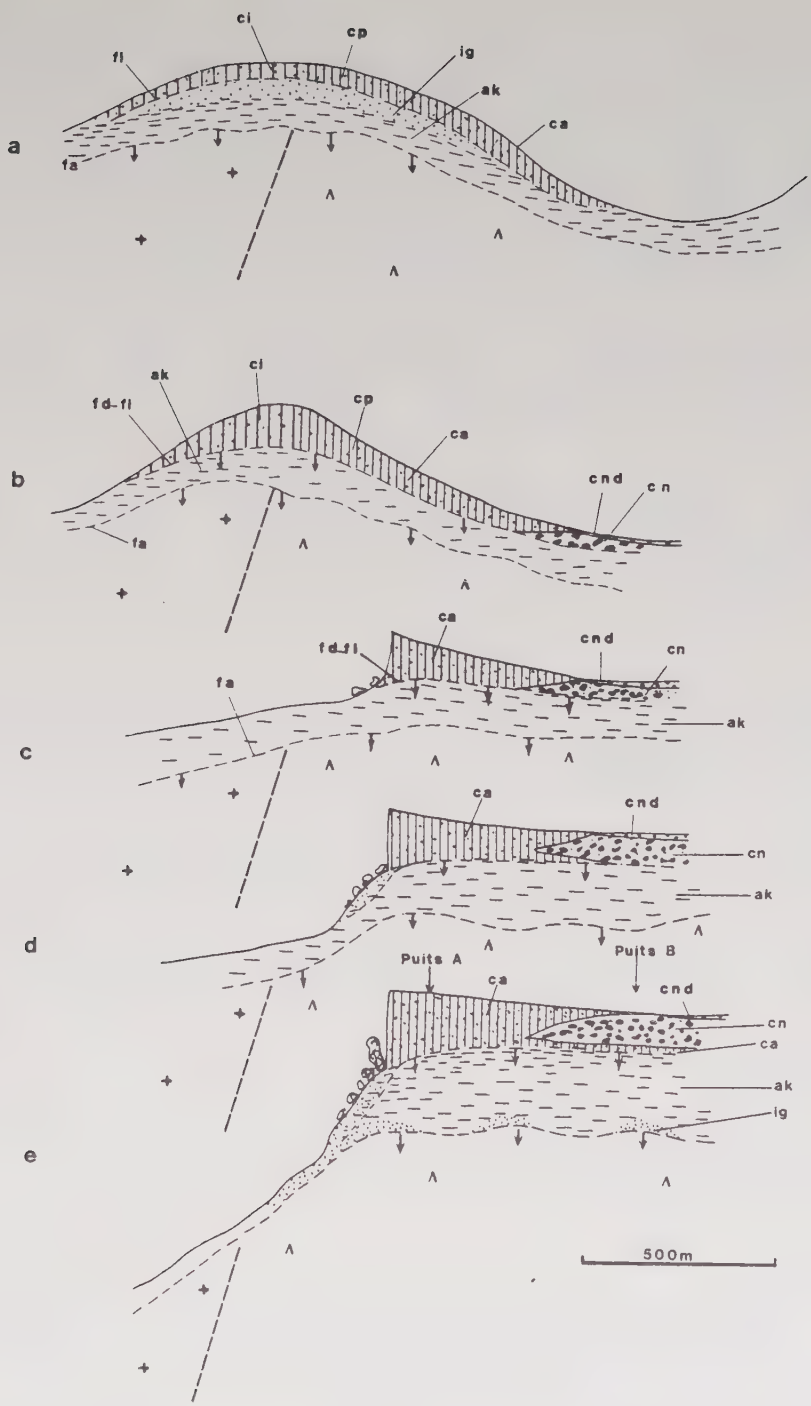


Figure 77: Schéma des évolutions du cuirassement et du façonnement du modelé sur le massif de l'Oroumbo Bocca.

ig:isaltérite gibbsitique
ak:allotérite kaolinitique

fi:front d'induration
fa:front d'altération
fd:front de désilicification
+ granite
Λ amphibolite

ci: cuirasse isaltéritique
cp: cuirasse pseudobréchique
ca: cuirasse allotéritique
cn: cuirasse nodulaire
cnd:cuirasse nodulaire à débris de cuirasses recimentés.

a) La bauxitisation de la surface initiale.

Les conditions morphologiques générales ont donc pu être analogues à celle de la région de Lakota. Et sur chaque interfluve a pu se différencier une *séquence de milieux géochimiques* déterminant un *domaine initial* sur les sommets, un *domaine de transformation* sur les versants et un *domaine d'accumulation* au pied des versants (fig.77a).

- *Sur les sommets*, un *front d'altération* progresse dans les roches mères, à partir desquelles se forme une *isaltérite gibbsitique* qui, au *front d'induration* se transforme en *cuirasse isaltéritique alumino-ferrugineuse*. L'induration de cette cuirasse est plus forte sur amphibolites, les quantités de fer mobilisées y étant supérieures à celles mises en jeu sur les granites. Cette transformation isaltéritique expliquerait la présence d'horizons à faciès pseudobréchique (puits A et E) qui se situaient alors sur la partie amont d'un flanc d'interfluve. Lorsque le front d'altération s'est suffisamment abaissé et que le drainage se trouve ainsi réduit, il y a formation d'*isaltérite kaolinitique* et *d'allotérite*.

- *Sur les versants*, il semble que les conditions n'aient guère été favorables à une transformation isaltéritique. En effet dans le puits A, la plus grande partie du profil cuirassé (cuirasse granulaire et cuirasse vacuolaire) provient de la transformation d'une allotérite.

- *Au bas des versants*, le milieu est favorable à la formation d'un front de pisolitisation. Il semble cependant qu'ici, les processus de pisolitisation aient été stoppés au stade de la formation de nodules relictuels. Cet arrêt serait à mettre en relation avec un enfoncement du réseau hydrographique lié à l'exhaussement progressif du massif.

b) La mise en relief du massif et l'évolution de la surface initiale.

L'enfoncement lent du réseau entraîne une reprise de l'érosion mécanique, qui commence à déblayer altérite et bauxite initiale des versants, voire des sommets d'interfluves, sur les granites. Sur amphibolites, la cuirasse, beaucoup plus ferrugineuse, fait obstacle à cette érosion mécanique et les versants internes du massif ont tendance à acquérir un profil faiblement concave (fig. 77b). Des débris de cuirasse sont entraînés vers le fond du talweg où recimentés, ils forment l'horizon supérieur de la cuirasse nodulaire. C'est aussi à ce moment qu'a pu se creuser, au sud du massif, le col sur lequel commence à se former une cuirasse alumino-ferrugineuse.

Mais l'érosion mécanique ne l'emporte pas sur l'altération; l'incision permet en effet le maintien et l'enfoncement des milieux géochimiques initiaux le long de la séquence:

- Ainsi, *sur les sommets* d'interfluves, en milieu allitisant, se poursuit, par descente des fronts d'altération et d'induration, la formation de bauxite isaltéritique, avec enfoncement géochimique de la cuirasse (NAHON et MILLOT, 1977).

- *Sur les versants au front d'altération*, l'amphibolite se transforme en isaltérite kaolinitique et en allotérite. Au toit de l'allotérite, le milieu allitisant détermine la formation d'un *front de désilicification* et de redistribution du fer (fig.77b).Simultanément à l'enfoncement du réseau, ce front va descendre dans l'allotérite et assurer la transformation progressive de celle-ci en une cuirasse alumino-ferrugineuse alloteritique à faciès granulaire. Mais en conséquence de l'enfoncement et de l'érosion des profils des amonts, du léger remodelage intervenant sur les versants, de l'écran formé par l'allotérite, les effets géochimiques, liés aux transferts, sont réduits. Les concentrations en fer sont essentiellement dues à des remobilisations verticales: les accumulations absolues, par migrations latérales, n'atteindraient en effet que 10%. De plus, il n'y a pas sur ces versants légèrement concaves, comme sur les versants convexes des interfluves de Lakota, transformation de la gibbsite en boehmite.

- *Sur les bas de versants* et dans le talweg central, le début d'enfoncement du réseau a entraîné une accumulation détritique de matériaux résiduels de la cuirasse, sans toutefois qu'ils puissent être évacués. En même temps, se produit un déplacement vers l'aval des milieux plus oxydants, amenant par fixation de fer la réinduration de ces matériaux. Ainsi le modelé initial du massif est fossilisé. L'enfoncement du réseau favorise comme sur les versants un approfondissement continu du profil par descente des fronts d'altération et de désilicification sous les matériaux résiduels. Mais ici, il y a maintien constant, de l'équilibre géochimique entre les conditions de drainage et d'hydromorphie et la formation des nodules relictuels. Il s'ensuit une transformation de la bauxite allotéritique concomitante à sa formation. Ainsi, sous l'horizon supérieur de cuirasse à nodules détritiques, les horizons de cuirasse à faciès nodulaire se développent *in situ* (fig.77b et c).

L'enfoncement du réseau hydrographique se poursuit jusqu'à marquer un arrêt souligné sur les versants par le replat 400 (fig.77d). La cuirasse est progressivement dégagée, les escarpements s'affirment. Le rebord actuel étant à une altitude de 500m, on peut ainsi estimer que l'érosion mécanique, consécutive à cet enfoncement a enlevé dans l'axe de l'interfluve, une épaisseur d'altérites supérieure à 100m. La surface du massif est ainsi fossilisée, y compris le talweg central, formant l'actuelle gouttière centrale, maintenant protégée par sa cuirasse nodulaire.

c) Les incisions récentes.

Simultanément à un changement des conditions climatiques, passant d'un climat humide à un climat plus aride, l'enfoncement du réseau hydrographique s'accentue avec des façonnements de plusieurs glacis. Deux épisodes majeurs ont ainsi marqué postérieurement le modelé. Ils correspondent aux façonnements des haut et moyen glacis. Le replat, marquant sur le versant l'amarrage du haut glacis, est à une altitude de 300 m, l'amarrage du moyen glacis se fait vers 200 m. Chacune de ces entailles a ainsi réalisé au pied du massif, l'ablation d'environ 100 m d'altérites. Si des bauxites pisolitiques et des cuirasses ferrugineuses s'étaient effectivement formées à l'extérieur du massif actuel, on comprend que tout témoin ait pu ainsi disparaître.

Aucun éboulis de la bauxite sommitale n'est présent sur le replat du haut glacis ou à l'amont du moyen glacis. Les incisions récentes n'ont donc pas remodelé entièrement les versants bien que l'érosion régressive ait pu remonter le long de certaines rivières jusqu'au rebord du plateau cuirassé, et pénétrer même à l'intérieur du plateau, comme c'est le cas pour la vallée mentionnée sur la bordure occidentale.

Cette mise en relief de la formation bauxitique accentue les processus d'allitisation, à la fois au toit de l'allotérite, et aussi localement, notamment sur le haut des versants, au front d'altération de l'amphibolite.

5 - CONCLUSION SUR LES RELATIONS ENTRE LA BAUXITISATION ET L'EVOLUTION DU MODELE DANS LE MASSIF DE L'OROUMBO BOCCA.

La cuirasse allotéritique alumino-ferrugineuse de l'Oroumbo Bocca s'est donc, comme la cuirasse du Mont Tato, formée à partir des éléments fournis sur place par la roche mère. Les concentrations sont cependant moindres sur amphibolite que sur granite (ch.V). En surface, le fer, plus stable que l'alumine et en plus grande quantité dans la cuirasse de l'Oroumbo Bocca que dans la bauxite isaltéritique initiale du Mont Tato, assure une meilleure protection contre les dégradations superficielles.

Mais alors qu'à Lakota, le maintien d'un niveau de base constant entraînait, au fur et à mesure de la formation de la cuirasse, sa dégradation progressive par pisolitisation, ici à l'Oroumbo Bocca, l'enfoncement lent du niveau de base, permet de poursuivre l'approfondissement et l'épaississement du profil cuirassé.

Au déplacement de l'aval vers l'amont, du front de pisolitisation à Lakota, s'opposent ici *un enfoncement et un déplacement, de l'amont vers l'aval, des milieux initiaux allitisants, inhibant les phénomènes de pisolitisation.*

Mais cet enfoncement lent du réseau hydrographique accroît les effets d'une érosion mécanique, qui, si elle provoque l'ablation des altérites peu indurées sur les granites environnant le massif, ne détruit pas la cuirasse en formation sur les amphibolites. La conjugaison des dégradations géochimiques et de l'érosion mécanique aboutit cependant à un aplanissement des versants d'interfluves, bords actuels de la gouttière centrale.

La bauxitisation apparaît donc ici comme un phénomène continu sur une ancienne surface régionale multiconvexe, dont le plateau actuel de l'Oroumbo Bocca est une relique. La lente mise en relief du massif empêche la dégradation de la cuirasse par pisolitisation, et accentue son renforcement au cours de l'enfoncement géochimique du profil.

IV. LES BAUXITES ALLOTÉRITIQUES ET PISOLITIQUES ET LE MODELÉ DU KOKOUMBO

1 - LES DIFFERENTES FORMATIONS CUIRASSEES DANS LE MODELE REGIONAL.

Le Kokoumbo qui est également situé dans la partie sud du "V" Baoulé (fig.74), et qui présente une morphologie et une distribution des faciès cuirassés proches de celles de l'Oroumbo Bocca, n'a pas fait l'objet d'études pétrologiques, minéralogiques et géochimiques détaillées. Cependant ce massif est présenté ici, car l'évolution de la cuirasse bauxitique *à faciès allotéritique* s'est poursuivie jusqu'à l'apparition de faciès pisolitiques, comme dans la région de Lakota. Ce massif appartient aussi au complexe volcano-sédimentaire du Birrimien représenté ici par des rhyodacites qui affleurent au nord, des schistes sur le versant nord-est, des jaspes sur le versant est.

Les unités morphologiques bien identifiables sont au nombre de trois:

- *La surface haute.*

Le Mont Kokoumbo présente la *cuirasse alumino-ferrugineuse sommitale* la mieux conservée dans cette région. Son plateau est disséqué suivant trois éperons disposés en M. La partie nord (510 m) et l'éperon central (483 m) forment l'essentiel du plateau cuirassé. L'inclinaison des cuirasses sur le haut des flancs de vallées internes au massif montre que l'entaille de cette surface haute bauxitique s'est superposée aux anciens talwegs. Le plateau est incliné du nord vers le sud; sa pente, d'environ 2%, se prolonge vers le sud par quelques collines résiduelles, d'altitude 430 m, 310 m, et 250 m, portant les traces de l'existence d'une cuirasse alumino-ferrugineuse (fig. 78a). La cuirasse du plateau est limitée par un escarpement, dont la hauteur peut atteindre localement, dans la partie nord, une dizaine de mètres, et qui diminue régulièrement sur les éperons, pour ne plus former au sud qu'un simple épandage de blocs marquant la rupture de pente.

Dans la partie haute du massif (510m), le faciès cuirassé le plus fréquent est assimilable à un *faciès poreux et vacuolaire*, présentant parfois des traces de la schistosité de la roche mère. Sur les éperons de 480 m à 430 m, un horizon supérieur de cuirasse, à structure *fragmentaire*, à *faciès pisolitique*, surmonte un horizon de cuirasse *massive* à *faciès nodulaire*. Des blocs de démantèlement s'observent sur les versants

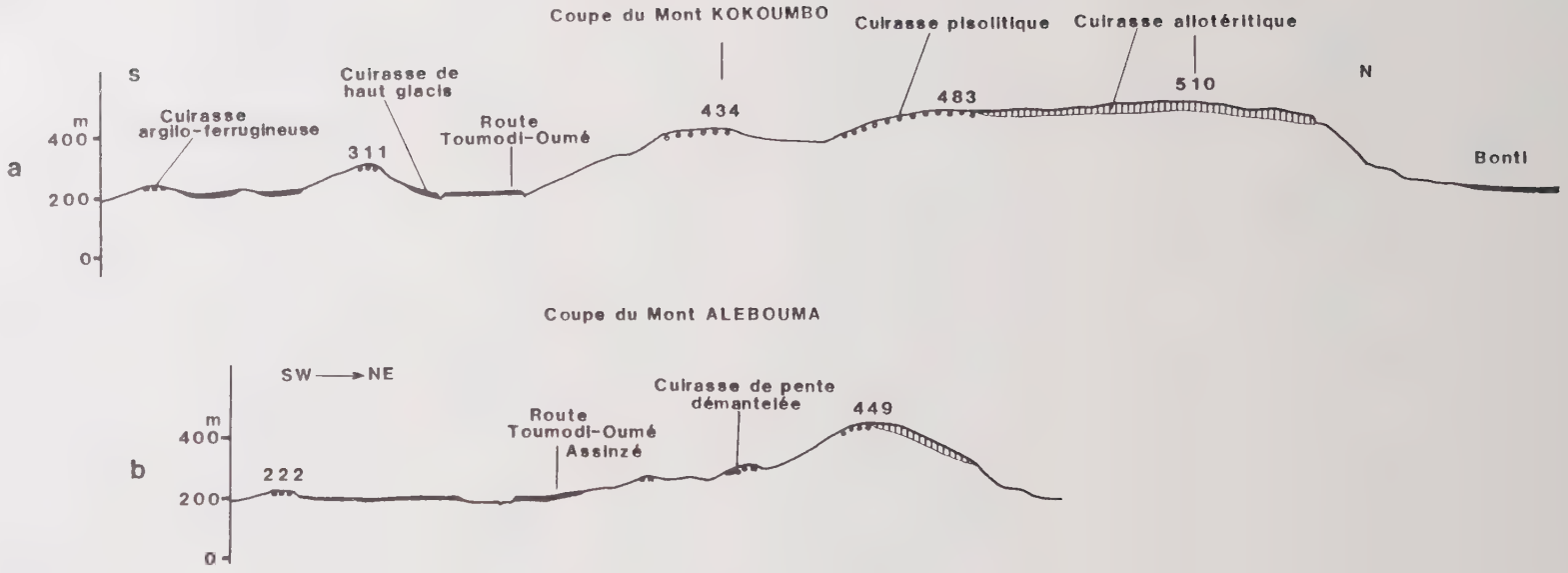


Figure 78: Coupes transversales des Mont Kokoumbo(a) et Alebouma(b).

jusqu'à l'altitude 380 m, marquée par un replat; ces blocs sont localement cimentés par des oxyhydroxydes de fer. La colline (311m), située au sud du massif, porte des *débris de cuirasse pisolitique*.

Le *Mont Alebouma* (fig.78b) ne porte qu'un témoin relictuel de bauxite d'extension réduite. Mais la distribution des faciès est la même qu'au Mont Kokoumbo.

- *Les reliefs intermédiaires.*

Ces reliefs intermédiaires sont peu représentés dans l'ensemble de la région. Ils ne se trouvent qu'au sud des massifs sur de petits plateaux (250m), mais le plus souvent ce sont des replats flanquant les buttes résiduelles de cuirasse bauxitique, à faciès pisolitique. Ainsi, sur les versants des collines 311 et 434, ces replats se localisent respectivement à 290 m et 350 m et ils portent une cuirasse argilo-ferrugineuse, qui n'est que rarement conservée en place. La présence de blocs et de gravillons ferrugineux témoigne toutefois de son existence.

Sur les versants des massifs, en amont de ces témoins de reliefs "intermédiaires", se trouvent quelques rares lambeaux d'une cuirasse démantelée présentant des faciès mixtes: faciès pisolitique de la surface bauxitique et cuirasse argilo-ferrugineuse.

- *La surface basse.*

Cette surface basse, qui est l'équivalent régional du "haut glacis", (BOULANGE, 1973) est l'unité majeure du paysage. Disposées en auréole autour de chaque relief, ces surfaces basses, qui ici sont peu incisées à leur amont, se relient aux reliefs résiduels vers 200-220 m par une pente concave (5 à 10%). Elles se prolongent en pente douce (1 à 3%) jusqu'à leur rebord aval d'altitude moyenne 180 m et elles dominent les lits des rivières d'une vingtaine de mètres. Leur longueur peut atteindre 2 km.

Sauf à l'ouest du massif Kokoumbo et à proximité du Bandama, où seule leur forme est conservée, ces hauts glacis sont largement cuirassés de l'amont à l'aval. La cuirasse argilo-ferrugineuse et à quartz est souvent affleurante. Les rebords forment de petits escarpements de 1 à 5 m de hauteur. En zone granitique, à l'est du Mont Alebouma, le cuirassement est réduit à de simples lisérés indurés, soulignant le bord des lambeaux isolés.

2 - INTERPRETATION DE LA GENESE DES FORMATIONS BAUXITIQUES ET DE L'EVOLUTION DU MODELE.

a) La formation de la bauxite.

Le modelé général du plateau du Mont Kokoumbo, les escarpements des bordures au nord, les variations de faciès de la cuirasse des zones hautes vers les zones basses, ne sont pas sans rappeler le modelé du plateau de l'Oroumbo Bocca. Les collines basses à cuirasse fragmentée

pisolitique, et les témoins sous-jacents à débris de cuirasse argilo-ferrugineuse, présentent des analogies avec le modelé et les faciès cuirassés de la région de Lakota.

Ces deux ensembles d'analogies permettent d'envisager le plateau actuel du Kokoumbo comme résultant de l'altération, du cuirassement et de l'évolution d'une surface régionale initiale, faiblement ondulée, inclinée du nord au sud, et se prolongeant vers le nord-est, en suivant l'axe de la chaîne d'Oumé-Fetekro, jusqu'aux Monts Diedka et Blafo Gueto (fig.74).

Les processus d'évolution du cuirassement, qui assurent - comme à Lakota - une continuité de transformation entre les bauxites initiales, la bauxite pisolitique et la cuirasse argilo-ferrugineuse, rendent également compte ici de la répartition spatiale des faciès. Comme à Lakota, les interfluves les plus bas ont subi les transformations les plus complètes.

b) La mise en relief du massif.

L'évolution du paysage ne peut cependant se comprendre ici, que dans le contexte régional d'ensemble de la partie méridionale du "V" Baoulé, comprise entre le Nzi et le Bandama (DELVIGNE et GRANDIN, 1969; GRANDIN et DELVIGNE, 1969 a et b; PELTRE, 1972; BOULANGE, 1973)(fig.74).

Un des traits essentiels de cette région est la dissymétrie existant entre les bassins versants du fleuve Bandama et son affluent le Nzi. Alors que le Bandama coule à proximité du Mont Kokoumbo, entre 130 et 120m, le Nzi, à la même latitude, coule entre 60 et 45m, soit 70m plus bas. Il en résulte une extension du bassin versant du Nzi qui s'est effectué aux dépens de celui du Bandama, dont le niveau de base est actuellement bloqué par une série de seuils rocheux formant les rapides d'Oumé (dénivellation des rapides: 70m sur 45km).

L'altitude relativement constante des grands plateaux bauxitiques situés à proximité du Bandama (Mont Kokoumbo 510m), du Nzi (Oroumbo Bocca 527m) et dans la chaîne médiane du "V" Baoulé (Mont Diedka 540 m, Gueto 501m), montre que les niveaux de base respectifs des principaux axes de drainage, devaient être sensiblement les mêmes à l'époque où débuta l'histoire des profils actuels. L'altitude (310m) des buttes résiduelles à cuirasse pisolitique, au sud du Mont Kokoumbo, permet de supposer que ce *niveau de base* se situait *entre 250m et 300m.*

Du côté du Bandama, au pied des Monts Kokoumbo et Alebouma, les témoins les plus bas, porteurs de cuirasse argilo-ferrugineuse et assimilés aux reliefs "intermédiaires", sont à une altitude de 220m, permettant d'envisager un *nouveau niveau de base à une altitude voisine de 200m.* Ainsi, le bombement du craton aurait provoqué, dans cette zone, un enfoncement du réseau hydrographique de 50 à 100m.

Du côté du Nzi, les témoins de reliefs "intermédiaires" ont des altitudes décroissantes des flancs des massifs bauxitiques (400m à l'Oroumbo Bocca, 360m au Diedka) vers les rivières actuelles (300 et 260m au nord de Toumodi, 230m à proximité du Kan dans la région du Gueto, 145m à proximité du Nzi au nord de l'Oroumbo Bocca). Ainsi, le *niveau de base* atteint par le Nzi, peut être fixé vers *130m.*

Les niveaux de base se sont donc différenciés très tôt, et les rapides d'Oumé pouvaient correspondre à un seuil dès les premiers mouvements d'exhaussement manifestés au cours de la période de bauxitisation. Ceci étant, dans leur analyse, GRANDIN et DELVIGNE (1969b) voyaient l'inscription des rapides d'Oumé plus tardive puisqu'ils notaient la présence de témoins intermédiaires à 239m près du col de Singrobo, tout à fait au sud du "V" baoulé. Mais ces témoins de reliefs "intermédiaires" peuvent aussi s'interpréter comme la trace de la lenteur du recul des rapides.

Pendant que le niveau relatif du Bandama s'abaissait d'environ 50 à 100m, celui du Nzi s'abaissait de plus de 100m. IL en résulte un déplacement vers l'ouest de la ligne de partage des eaux du Nzi et du Bandama. Au nord-est du Mont Alebouma (fig.47), l'Agbanian commence à pénétrer dans la chaîne d'Oumé-Fetekro et déblaie progressivement les interfluves de la surface régionale qui dominaient les portions conservées: au sud le Kokoumbo et l'Alebouma, au nord le Diedka. Ces interfluves, profondément altérés et peu indurés, car ils sont développés sur des roches peu ferrugineuses n'ont offert qu'une faible résistance à l'érosion régressive. Conjointement à la progression de l'Agbanian, le Taré, autre affluent du Nzi, progresse dans la partie méridionale du "V" Baoulé, et déblaie les interfluves de l'Oroumbo Bocca.

Cette différence d'enfoncement des réseaux du Nzi et du Bandama au cours de l'histoire des bauxites, fait comprendre que les transformations des bauxites de l'Oroumbo-Bocca soient interrompues par une mise en relief rapide. Au contraire, au Mont Kokoumbo, l'évolution dans les zones basses de la surface initiale, s'est poursuivie jusqu'aux termes ultimes: cuirasse pisolitique et cuirasse argilo-ferrugineuse. Ainsi, la mise en relief précoce d'un massif bauxitique nous conserve mieux les étapes anciennes de son évolution.

c) La formation des cuirasses de pentes.

Les abords du Mont Kokoumbo présentent un bon exemple de la poursuite des transformations jusqu'à leurs termes. Les reliefs ont fondu. L'enfoncement lent et réduit du réseau hydrographique laisse sur place une accumulation de boules résiduelles de cuirasse pisolitique et de cuirasse argilo-ferrugineuse. En bordure du massif cuirassé principal, les versants sont aplanis suivant une pente plus forte que la pente générale de la "surface initiale". Les débris de cuirasse sont fixés et recimentés par le fer migrant du massif bauxitique. Il se forme ainsi des *cuirasses de pente à faciès mixte* ou *cuirasses polygéniques* (fig.79).

Plus l'enfoncement du réseau a été profond, plus les cuirasses de pente peuvent être redressées. Absentes sur les versants sud du Kokoumbo, ces cuirasses de pente subsistent sur le versant sud de l'Alebouma (sous forme de petits témoins en cours de démantèlement). Des exemples ont été décrits dans la région notamment au Blafo Gueto, et aussi plus au sud dans la région d'Oumé (Zégo, Didoko) (GRANDIN, 1973). A propos de ces cuirasses de pente, GRANDIN notait "qu'une première étape de la mise en relief des cuirasses bauxitiques s'est manifestée par la formation d'épandages de blocs sur des pentes régulières dont la terminaison aval suggère un raccord avec un piémont peu incliné et qu'il y a ainsi concordance remarquable: les anciens glacis constituant la surface intermédiaire se seraient raccordés aux épandages de blocs bauxitiques".

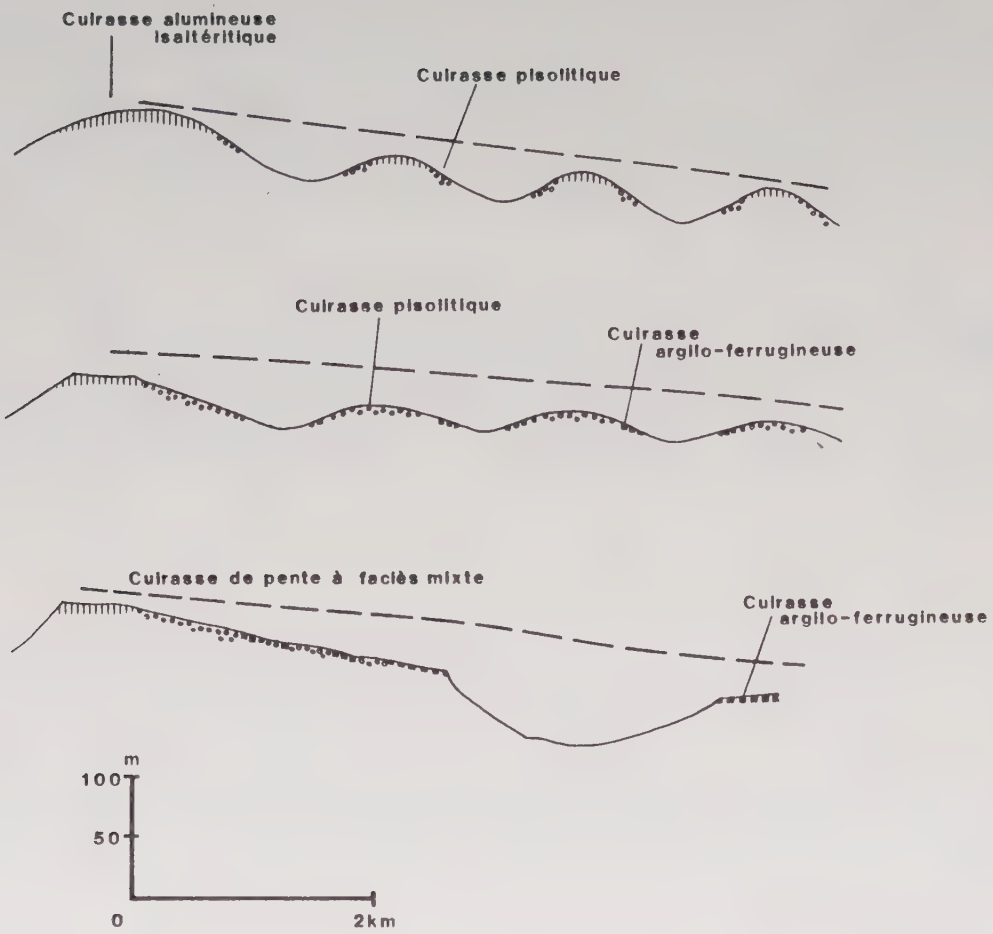


Figure 79: Evolution d'un modèle avec formation d'une cuirasse de pente.

En fait, on a démontré que la cuirasse argilo-ferrugineuse des reliefs "intermédiaires" est en continuité avec les cuirasses des formations bauxitiques. Et quand ces faciès sont séparés dans le paysage, et ceci est fréquent, c'est par suite d'érosions ultérieures. Ceci incline à considérer la surface"intermédiaire" comme historiquement et génétiquement liée à la présence des reliefs bauxitiques et les épandages de blocs comme des faciès de démantèlement locaux, là où les dénivelées sont les plus fortes.

d) Les incisions récentes.

Au moment de la mise en place des hauts glacis, le niveau de base du Bandama ne descend que très lentement en raison de la résistance du seuil, comme en témoigne la faible dénivelée de cette surface par rapport aux témoins des reliefs "intermédiaires". A proximité du Bandama, le "haut glacis" est à l'altitude 180m. Il y a conservation, dans cette zone, au sud du Kokoumbo, des témoins de la surface bauxitique à cuirasse pisolitique.

Le Nzi au contraire, s'enfonce rapidement dans la zone de contact des schistes et des granites. Les témoins du haut glacis proches du Nzi sont à 90m d'altitude. Il en résulte un accroissement de la dissymétrie

des bassins, une progression rapide des affluents du Nzi. Tous les reliefs, non protégés par une cuirasse fortement indurée, sont érodés autour de l'Oroumbo Bocca et au nord du Kokoumbo.

3 - CONCLUSION SUR LE MASSIF DU MONT KOKOUMBO.

Bien que la région du Kokoumbo, comme celle de l'Oroumbo Bocca, ait été soumise à un exhaussement progressif, on y retrouve, comme à Lakota, une séquence évolutive complète: depuis les bauxites initiales et transformées jusqu'à la bauxite pisolitique et à la cuirasse argilo-ferrugineuse.

On a vu qu'aux abords de la rivière Bandama, des seuils rocheux avaient empêché l'abaissement du niveau de base et diminué l'érosion mécanique aux alentours du Mont Kokoumbo. Cet enfoncement réduit a permis l'évolution complète des faciès bauxitiques, jusqu'aux faciès argilo-ferrugineux, et la conservation de leurs témoins.

V. CONCLUSIONS SUR LA GENESE DES FORMATIONS BAUXITIQUES ET L'EVOLUTION DU MODELE

Cette analyse de la distribution des faciès cuirassés, réalisée dans trois régions de Côte d'Ivoire, permet de préciser quelques grands traits des relations entre la bauxitisation et l'évolution du modelé.

1 - LA FORMATION ET LA DISTRIBUTION LATERALE DES FACIES.

Sur chaque interfluve de surfaces initiales multiconvexes s'établit une séquence de milieux géochimiques dont le fonctionnement différentiel est à l'origine de la distribution latérale des faciès.

- Sur *les sommets* et les *versants*, au front d'altération, le milieu est désaturé en silice. Ce sont les *domaines initiaux allitisants* où se forment les bauxites soit isaltéritiques par transformation directe des roches mères (Mont Tato), soit allotéritiques par transformation indirecte des roches mères (Oroumbo-Bocca, Kokoumbo).

Ces bauxites s'enrichissent en fer et en alumine et s'indurent en cuirasses alumino-ferrugineuses à hématite et gibbsite suivant la progression, dans les altérites, d'un front d'induration. Celui-ci correspond au milieu oxydant du niveau de battement de la nappe.

- Sur *les versants*, la nappe approche de l'affleurement. Le milieu est encore plus oxydant. La fixation du fer est importante. Les cuirasses formées sont plus ferrugineuses. Mais la désaturation en eau, fréquente et forte, entraîne une transformation de la gibbsite en boehmite. Ce sont *les domaines de transformation* des cuirasses à hématite et gibbsite en cuirasses à hématite et boehmite.

- *Au bas des versants*, suivant les oscillations de la nappe, le milieu est alternativement gorgé d'eau et plus réducteur, ou désaturé en eau et plus oxydant. Ce sont *les domaines de la nodulation et de la pisolitisation*. Les cuirasses à hématite et gibbsite se transforment en cuirasses nodulaires (Oroumbo Bocca), les cuirasses à hématite et boehmite se transforment en cuirasses pisolitiques (Lakota, Kokoumbo).

La déferruginisation, qui accompagne la pisolitisation, et la dégradation des pisolites conduisent au développement d'une cuirasse argilo-

ferrugineuse, sous jacente aux horizons pisolitiques et qui caractérise les reliefs "intermédiaires".

Ainsi, s'établit en relation directe avec un modelé initial et selon cette séquence des milieux géochimiques, une séquence de faciès cuirassés dont la dominante géochimique sera plus ou moins alumineuse ou ferrugineuse, selon la roche mère. Et l'on distingue de *l'amont vers l'aval les faciès cuirassés bauxitiques isaltéritiques, allotéritiques, pisolitiques, puis le faciès cuirassé argilo-ferrugineux.*

2 -L'EVOLUTION DU MODELE.

Le maintien d'un bioclimat ferrallitisant assure l'enfoncement géochimique des profils, mais la diversification concomitante du cuirassement et du modelé peut dépendre alors de trois modalités de variations des niveaux de base.

- *En l'absence de toutes variations du niveau de base,* l'enfoncement vertical des profils se bloque au niveau d'équilibre de la nappe et du réseau hydrographique. Mais latéralement, il y a *progression de l'aval vers l'amont des domaines de transformation et de pisolitisation.* Il s'ensuit un *double aplanissement géochimique* de chaque interfluve, dont le terme ultime sera l'aplanissement à cuirasse argilo-ferrugineuse. C'est le cas de la région de Lakota et du Kokoumbo.

- *Un abaissement lent et progressif du niveau de base,* dont l'intensité dépend de la proximité des axes de soulèvement, a pour conséquence de maintenir *un enfoncement* des fronts d'altération et d'induration et de provoquer *un glissement de l'amont vers l'aval* des différents milieux géochimiques. Il s'ensuit un épaississement des profils et une extension des domaines allitisants sous les horizons indurés de la séquence initiale.

Cet enfoncement du réseau s'accompagne localement d'une érosion mécanique, qui peut être elle-même accentuée par des changements climatiques faisant alterner des épisodes plus arides au cours d'une période où dominent cependant les climats humides. Ainsi ont pu être déblayées progressivement les altérites et les cuirasses peu indurées sur les roches pauvres en fer, qui formaient une partie des interfluves initiaux des massifs de l'Oroumbo Bocca et du Kokoumbo. C'est aussi une érosion mécanique modérée qui contribue à la régulation des flancs des interfluves où les débris, qui résultent de la fragmentation des cuirasses formeront les cuirasses polygéniques de versants (Kokoumbo et Alebouma).

Cependant, il n'apparaît pas, dans ces régions que, jusqu'au dégagement des reliefs intermédiaires, l'érosion mécanique l'ait jamais emporté sur l'altération. Mais, l'enfoncement lent du réseau hydrographique conduit à un enfoncement de la séquence des milieux géochimiques et à l'épaississement des profils. Ainsi, sur l'Oroumbo Bocca, la dégradation interne de la cuirasse est maintenue au stade de la formation de nodules relictuels sans

qu'il y ait pisolitisation, et la cuirasse nodulaire s'épaissit.

- *Des enfoncements brusques du niveau de base*, d'origine tectonique, peuvent provoquer, à tout moment, des ruptures dans la séquence et des discontinuités dans les évolutions. Ce sont de telles variations brusques qui sont à l'origine des successions anormales observées dans les profils.

Dans les régions étudiées, c'est une telle incision brusque et profonde qui interrompt ces séquences et qui marque la fin d'une période durant laquelle les cuirasses alumino-ferrugineuses formées étaient soumises à des tranformations et des dégradations conduisant aux cuirasses argilo-ferrugineuses. Cette incision s'accompagne d'un changement climatique important se faisant dans le sens d'une aridification. L'érosion mécanique l'emporte alors sur l'altération et les dégradations géochimiques. Il y a façonnement mécanique de l'aplanissement sous-jacent ("haut-glacis"). Les témoins cuirassés des formations bauxitiques sont isolés et conservés en position élevée dans le paysage. Le milieu est allitisant, et d'une manière générale l'enfoncement et le développement des profils bauxitiques reprend ou se poursuit, sous les faciès cuirassés en place et hérités, avec la formation de nouveaux faciès, soit isaltéritiques, soit allotéritiques.

CHAPITRE VII

LES BAUXITES LATÉRITIQUES EN ZONE TROPICALE

FORMATION, ÉVOLUTION ET AGE

I. LES FACTEURS DE LA BAUXITISATION

Des synthèses relatives à la répartition des gisements de différentes bauxites en fonction de leur chronologie et de leur origine, ont été régulièrement publiées au cours de ce siècle (CAMPBELL, 1917; HARDER, 1949; STRAKHOV, 1961; PATTERSON, 1967; VALETON, 1972; BARDOSSY, 1982). Deux types de gisements sont communément reconnus: les gisements latéritiques et les gisements dits sédimentaires. Leur distinction est principalement établie sur des critères stratigraphiques, les premiers appartenant à des couvertures d'altération, meubles ou indurées, sur des paléosurfaces, les seconds étant en général interstratifiés dans des formations sédimentaires. Ces deux modes de gisements ont alimenté de longues discussions quant à la genèse des bauxites et à leur classification. Il n'est pas dans notre propos de retracer un historique de ces hypothèses que nous avons déjà présenté (LELONG *et al.*,in WOLF, 1976), mais de montrer, à partir de l'étude réalisée sur quelques bauxites latéritiques de Côte d'Ivoire, que la *genèse* de celles-ci dépend non seulement de l'altération et des transformations conduisant aux *accumulations relatives* et *absolues* d'alumine et de fer, mais aussi qu'elle est en étroite relation avec *l'évolution du modelé*.

Il ne fait plus guère de doute maintenant que la formation des bauxites latéritiques, ou plus généralement des latérites, dépend d'un ensemble de facteurs qui sont:

. le climat
. la végétation
. la nature de la roche mère
. la topographie
. le drainage et les variations de la nappe
. la prédominance des altérations géochimiques sur l'érosion mécanique
. la prolongation des mécanismes géochimiques au long du temps.

1 - LE CLIMAT

Les conditions climatiques incluent une moyenne de *température élevée* et une pluviosité forte *avec alternance* annuelle d'une saison sèche et d'une saison humide. Déjà donnée par CAMPBELL(1917), les conditions spécifiques à l'allitisation ont été explicitées plus tard par SEGALEN (1957) dans une étude de la variation du rapport SiO_2/Al_2O_3 lors de l'altération des basaltes de Madagascar. Le domaine de l'allitisation a été défini comme commençant entre les isohyètes 1200mm (MAIGNIEN, 1966) et 1500 mm (PEDRO, 1968).

En Côte d'Ivoire, l'*allitisation* actuelle du granite du mont Tato se produit sous *1700 mm de pluie*. Sur le massif gabbroïque de Touba, au centre ouest, il y a actuellement sous *1400 mm de pluie*, formation d'un "pain d'épice" à gibbsite. La désilicificationde la kolinite se produit au sommet de l'allotérite à l'Oroumbo Bocca, au Kokoumbo, au Yaouré sous *1300 mm de pluie*. Nous n'avons malheureusement pas d'informations sur les types de transformations intervenant actuellement sous les cuirasses bauxitiques du nord-est de la Côte d'Ivoire (région de Bondoukou) recevant moins de 1200 mm de pluie par an.

2 - LA VEGETATION

Reliée elle-même au type de climat et à la pluviosité, la végétation n'est pas considérée comme un facteur essentiel de la bauxitisation, sauf pour les *transformations* intervenant dans les *horizons supérieurs* des profils, sous l'influence des complexes organiques et de la pénétration du système racinaire. La présence d'une végétation abondante est le plus souvent invoquée en tant qu'obstacle à l'érosion mécanique.

3 - LA NATURE DE LA ROCHE MERE

Depuis longtemps, la formation des bauxites latéritiques a été reconnue comme résultant de l'altération en place des roches (BAUER, 1898; LACROIX, 1913; MEAD, 1915; CAMPBELL, 1917; HARRASOWITZ, 1926; FOX, 1927). Les transformations des roches en bauxite sont soit *directes* soit *indirectes* (MILLOT, 1964). Par *transformation directe*, les oxyhydroxydes de fer et d'alumine s'individualisent au front d'altération, les textures et les structures de la roche mère sont conservées. Par *transformation indirecte*, la roche mère s'altère d'abord en kaolinite, puis celle-ci par une désilicification ultérieure, livre son alumine; mais alors les textures se perdent et souvent les structures s'effondrent. Le premier cas correspond aux *bauxites* nommées ici *isaltéritiques*, et le second aux *bauxites allotéritiques*.

Des bilans géochimiques de ces transformations ont pu être établis par application du raisonnement isovolumétrique (MILLOT et BONIFAS, 1955; BONIFAS, 1959), ou du raisonnement isotitane (KOSTER, 1961).

Cependant on a pu montrer, pour ces bilans, la nécessité d'établir, dans toute la mesure du possible, la part des néoformations d'*accumulation relative* et celle des apports particulaires ou en solution à l'origine des *accumulations absolues* (BOCQUIER *et al.*, 1982). Il apparaît, pour les bauxites isaltéritiques comme pour les bauxites allotéritiques, que les transferts sont surtout verticaux, ce qui est parfaitement compréhensible étant donné qu'elles se forment sur des interfluves. Leur lithodépendance est donc complète.

4 - LA TOPOGRAPHIE

Son influence a été mise en évidence par l'étude de *toposéquences*, dont DELVIGNE (1965a) donnent précisément en Côte d'Ivoire un excellent exemple, dans lequel les sommets et les hauts de pente sont le domaine de l'allitisation, les bas de pente le domaine de la monosiallitisation. Ces séquences sont en fait représentatives non tellement d'une *extension paysagique*, mais de l'existence de *milieux géochimiques et dynamiques différents*, (BOCQUIER, 1971; BOULET, 1974), mis en évidence à toutes les échelles (NAHON, 1976; MULLER *et al.*,1981). Il n'en reste pas moins que la prédominance d'un milieu sur un autre est fonction du *modelé*, et que c'est là un des facteurs essentiels qui oriente la distribution spatiale des faciès des formations bauxitiques.

Dans le cas des bauxites latéritiques, il a été fréquemment admis que l'extension paysagique de ces séquences pouvait être grande, en raison de l'importance souvent démesurée, accordée, à partir des reliefs témoins, au cuirassement de la surface bauxitique.

En fait, les relations établies entre le *modelé* et les *faciès*, aussi bien dans la région de Lakota qu'à l'Oroumbo Bocca ou au Kokoumbo, nous ont plutôt montré que l'extension des formations bauxitiques originelles a pu correspondre à celle d'une unité de modelé où la distance entre deux sommets d'interfluve ne devrait pas excéder deux kilomètres.

5 - LE DRAINAGE ET LES OSCILLATIONS DE LA NAPPE

Le drainage et les oscillations de la nappe commandent ensemble plusieurs facteurs physico-chimiques (concentration, potentiel d'oxydo-réduction...) qui déterminent eux-mêmes les caractères des différents milieux géochimiques de l'altération et du cuirassement.

La nappe a un rôle essentiel, mis en évidence par D'HOORE (1954), dans les processus de transports et les accumulations absolues. C'est en effet au niveau de la nappe que se fixent les *dépôts illuviaux cutaniques* (composés amorphes de fer et d'alumine et ferriargilanes) qui se transformeront en ferrigibbsitanes. Une partie du fer s'y maintient en mouvement et peut ainsi être progressivement transférée vers les zones inférieures du paysage, et participer à la formation et à l'induration des cuirassements ferrugineux. Cependant, dans les profils de bauxites initiales isaltéritiques et allotéritiques, les quantités de fer, ainsi lixiviées latéralement paraissent faibles. En conséquence, on peut penser que les fortes accumulations absolues de fer des cuirasses de versant ou de piémont doivent nécessiter une longue histoire.

6- LA PREDOMINANCE DES ALTERATIONS GEOCHIMIQUES SUR L'EROSION MECANIQUE.

La prédominance des altérations géochimiques sur l'érosion mécanique est indispensable à l'*épaississement* des profils, simultanément à leur *enfoncement géochimique* (NAHON et MILLOT, 1977 ; GAC, 1981).

Sur les interfluves, en même temps que le front d'altération s'enfonce, les dégradations géochimiques du sommet de la cuirasse libèrent en milieu oxydant d'abord l'alumine puis le fer, en milieu plus réducteur d'abord le fer, puis l'alumine, qui vont s'accumuler dans les horizons sous-jacents et particulièrement au front d'induration.

Les bas de versants et les zones de piémont sont soumis à d'importantes transformations avec des restructurations, des transferts de matières et des pertes de volume. Ces dégradations gagnent progressivement de l'aval vers l'amont et concourent à l'*aplanissement des reliefs* (BOULET *et al.*, 1977; MILLOT, 1980). L'évolution des versants se marque ainsi par un recul dégageant à l'aval une zone de piémont, à tendance faiblement concave, à pente faible (BAULIG, 1952; KING, 1953). C'est ainsi qu'avec l'approfondissement des profils et la progression vers l'amont du milieu illuvial de piémont, la cuirasse de l'interfluve est placée dans des conditions propres à sa transformation par pisolitisation. *Les bauxites pisolitiques se localiseront ainsi en aval des bauxites isaltéritiques et allotéritiques.* Ces bauxites pisolitiques ne sont elles-mêmes qu'une étape dans la dégradation géochimique des gisements; leur déferruginisation, puis leur dissolution nourrissent une ultime cuirasse argilo-ferrugineuse.

Cette prédominance de l'altération géochimique sur l'érosion mécanique est donc *indispensable à la formation d'un gisement,* sinon les altérites sont enlevées avant d'avoir été consolidées; mais la conservation du gisement et son épaississement nécessiteront un enfoncement du niveau de base, avec tous les risques d'une destruction mécanique, en l'absence duquel la dégradation interviendra par transformation et évolution géochimiques. On comprend ainsi que les karsts calcaires, qui assurent à la fois un enfoncement et une protection contre l'érosion, soient des lieux prévilégiés pour la formation et la conservation des bauxites.

7 -LA PROLONGATION DES ACTIONS GEOCHIMIQUES AU COURS DU TEMPS

Les essais de bilans établis dans ce travail montrent que plusieurs millions d'années seraient nécessaires à la constitution des profils bauxitiques tels qu'on peut les observer actuellement. Mais on ne peut envisager la constance des facteurs externes sur une aussi longue période. Chaque profil par ses *successions normales* et par ses *alternances de faciès*

est le reflet d'une *histoire géologique* au cours de laquelle ont pu varier les conditions d'altération et de bauxitisation.

8-CONCLUSION SUR LES FACTEURS DE LA BAUXITISATION

Les variations de chacun des facteurs, concourant à la bauxitisation, déterminent dans toutes les structures de ces formations bauxitiques des *alternances de milieux géochimiques et géodynamiques différents*. De telles alternances ont déjà été mises en évidence pour les cuirasses ferrugineuses (NAHON, 1976). A chaque instant, l'équilibre géochimique acquis dans l'un ou l'autre milieu structural est remis en question suivant que ce milieu devient *plus ou moins lessivé, plus ou moins lixivié, plus oxydant* ou *plus réducteur, plus desséché* ou *plus humide*. Il en résulte une dynamique différente, opposée, et chaque milieu devient ainsi alternativement *milieu de départ* ou *milieu de dépôt*. Dans le cas des bauxites, le résultat des soustractions (accumulation relative) et des additions (accumulation absolue) est largement positif pour le fer et l'alumine. Mais tout élément étant soluble (MILLOT, 1964), le bilan final est toujours soustractif, l'élément ultime étant soit le fer, soit l'alumine selon le milieu, plus oxydant ou plus réducteur.

II. LES RELATIONS ENTRE LA DISTRIBUTION LATÉRALE DES FACIES ET LE MODELÉ

Si l'individualisation des hydroxydes de fer et d'alumine a été fréquemment décrite, une attention moins grande a été portée aux faciès des cuirasses alumineuses et alumino-ferrugineuses et à leur distribution latérale en fonction du modelé.

Les formations bauxitiques, latéritiques, sont communément attribuées à des *surfaces anciennes* dont la plus importante est la "Surface Africaine" (KING, 1948) ou surface Eocène (MICHEL, 1973). Les témoins décrits sont des plateaux ondulés, inclinés, possédant un modelé fossilisé, indépendant des plaines environnantes (PALLISTER, 1952; de WEISSE, 1954; LEPERSONNE, 1956-1958; PUGH, 1966). Mais, et en accord avec GRANDIN (1973), on remarque que ces études de modelé étaient souvent "faites à larges échelles, sans distinguer dans une surface ce qui est originel et ce qui est lié à l'évolution plus récente".

Effectivement les études des gisements de bauxite latéritique sont souvent limitées à l'analyse de profils. Cependant certains auteurs se sont interrogés sur les relations entre les faciès et le modelé. Déjà LACROIX (1913) en Guinée, MEAD (1915) dans l'Arkansas, CAMPBELL (1917) puis plus tard BRUCKNER (1957) au Ghana, estimaient que les pisolites représentaient une forme évoluée, développée en place, d'une cuirasse alumino-ferrugineuse à texture conservée ou non. Les formations pisolitiques décrites sont mentionnées par ces auteurs comme appartenant à l'horizon supérieur de la cuirasse, mais sans que ne soient données d'indications précises sur leur position topographique .

En Inde, tous les travaux mettent en évidence une distinction entre les hauts plateaux (high level) et les bas plateaux (low lewel). FOX (1923-1927) a noté le premier l'importance d'un transpòrt latéral d'alumine, de fer et de silice à l'origine de la différenciation des cuirasses de ces plateaux. Mais il a malheureusement daté toutes ces formations de récentes (VALETON, 1972). ROY CHOWDHURY (1958) note sur les hauts plateaux, la présence de concrétions, y voyant la marque d'érosions et de transports locaux, sans admettre pour autant qu'il s'agisse d'une accumulation détritique. Il décrit aussi une *distribution latérale des faciès*, mais n'établit pas de relation avec le modelé. VALETON (1968) décrit, dans la région sud, sur les pentes des plateaux, à partir de charnockite une altération actuelle avec formation de gibbsite, sans relation verticale avec les horizons concrétionnés et les cuirasses des sommets. Plus précisément, elle décrit (VALETON, 1972), sur le plateau de Gujerat, une cuirasse alumino-ferrugineuse à texture originelle reconnaissable, et, en bordure, une bauxite pisolitique à boehmite avec de fortes teneurs en alumine et en titane. Sur les plateaux du Deccan, cet auteur mentionne, également du centre vers la périphérie, le passage à une cuirasse bréchique et, plus à l'aval à la formation d'horizons pisolitiques à boehmite. Dans l'état de Maharastra, sont observées aussi une cuirasse alumineuse de sommet et une cuirasse pisolitique légèrement en contrebas (BALASUBRAMANIAM, 1978).

En Australie, GRUBB (1973) décrit deux surfaces: une surface haute, portant une cuirasse poreuse à texture originelle conservée, et une surface basse, résultant d'une évolution progressive avec "maturation d'un horizon uniforme de bauxite pisolitique" à boehmite. La situation de cette bauxite lui fait suggérer l'existence d'une séquence contrôlée par des évènements tectoniques et géomorphologiques, qui maintiennent un abaissement graduel de la nappe avec fluctuations continues.

Le passage latéral d'une bauxite à texture originelle conservée à une bauxite pisolitique, a été observé dans l'Arkansas (GORDON *et al.*, 1958), en Indonésie (Van BEMMELEN, 1941), au Cameroun (HIERONYMUS, 1980).

En Côte d'Ivoire, de nombreux autres gisements et indices, portent les marques de cette distribution latérale des faciès: les Monts Diedka, Blafo-Gueto, Kounye, les plateaux Babokon (GRANDIN, 1973), les massifs de la région de Bongouanou, (ZANONE,1971; MPIANA, 1980), les plateaux de Bondoukou (ESCHENBRENNER et GRANDIN, 1970), les plateaux de Digo et de Didoko, le massif du Yaouré.

L'ensemble de ces données indiqueraient donc, pour les bauxites latéritiques, l'existence fréquente d'une séquence de faciès bauxitiques analogues à celle qui a été établie pour les trois gisements étudiés dans ce travail. Cependant, l'extrême diversité des profils et la complexité des enchaînements qui ont été mises en évidence, nous conduisent à envisager maintenant, d'une manière plus générale, l'évolution de ces formations bauxitiques.

III. L'ÉVOLUTION DES FORMATIONS BAUXITIQUES LATÉRITIQUES

Dans chacune des régions étudiées nous avons envisagé que les témoins bauxitiques actuels pouvaient résulter de l'évolution d'interfluves. Sur tout interfluve, soumis aux conditions de bauxitisation, se définit une *séquence de milieux géochimiques* qui délimite plusieurs domaines: *un domaine initial d'allitisation* sur les sommets, *un domaine de transformation* sur les versants, *un domaine de pisolitisation* juste à l'amont du *domaine d'accumulation argileuse* sur les piémonts.

Les distributions latérales des faciès bauxitiques, ainsi que les filiations qui ont été précédemment établies, nous ont conduit à considérer que les divers enchaînements, aussi bien géométriques que génétiques, observés dans les modelés peuvent résulter d'*évolutions* qui sont liées à l'enfoncement géochimique de cette séquence associé ou non à des incisions du réseau hydrographique.

Trois modes d'évolution des formations bauxitiques peuvent être ainsi envisagés suivant que le modelé est soumis:

- à une incision profonde et brutale
- à aucune incision
- à une incision progressive et modérée.

1 - L'EVOLUTION D'UNE FORMATION BAUXITIQUE AVEC INCISION PROFONDE ET BRUTALE DU MODELE.

Dans un modelé où, sur chaque interfluve une bauxite isaltéritique est en formation, une *incision profonde et brutale*, alors que se maintient un climat tropical humide, creuse de profondes vallées à flancs

convexes (TRICART et CAILLEUX, 1965) (fig.80A). Les cuirasses de versant sont détruites; il ne subsistera, sur le haut des versants, qu'un paysage d'éboulis bauxitiques en continuité avec la cuirasse sommitale; il peut se dégager aussi des escarpements bordant le plateau sommital. Les blocs entraînés sur les pentes sont fragmentés et mélangés aux colluvions; les débris sont évacués par les rivières et placés dans des conditions de déséquilibre géochimique qui mènent à leur dégradation et leur resilicification. Le sommet des interfluves est protégé par la cuirasse qui, sous l'action des dégradations chimiques de surface, aura tendance à s'aplanir au cours de son enfoncement.

La mise en relief des interfluves permet la permanence des conditions d'allitisation. On conçoit que, selon les vitesses de progression du front d'altération et de l'incision, il est possible d'observer diverses *variations verticales* dans les profils de ces gisements: suivant que la transformation de la roche mère ait été directe, isaltéritique ou indirecte, allotéritique.

La diversité dans la distribution verticale des faciès est encore compliquée par les transformations intervenant dans chaque horizon, une fois celui-ci placé en déséquilibre par rapport à ses conditions de formation. Ainsi, il est rare qu'une bauxite initiale isaltéritique soit reconnaissable à la partie supérieure des profils. Elle est profondément transformée par dissolution de la gibbsite et accumulation relative du fer qui conduisent à la formation d'un horizon supérieur à cuirasse ferrugineuse. Cette cuirasse à hématite et gibbsite conserve toujours de fortes teneurs en alumine et en cela, diffère de la cuirasse argilo-ferrugineuse à goethite et hématite, terme ultime de la pisolitisation.

Outre ces variations verticales, il ne faut pas sous estimer les *variations latérales*. En effet, le drainage est toujours plus intense sur les bords des plateaux, et les conditions plus allitisantes qu'au centre. Ainsi, les faciès isaltéritiques et "pain d'épices" sont plus fréquents en bordure des massifs, à la partie supérieure des versants alors que les faciès allotéritiques se développent plus facilement au centre des massifs.

Le résultat de cette évolution sera des *plateaux résiduels*, élevés dans le paysage, à sommets tabulaires et horizontaux, bien cuirassés sur les bords, limités par des escarpements ou par de brusques changements de pente à éboulis de cuirasse. Les flancs sont généralement convexes. Des *incisions plus récentes* renforcent la permanence des milieux d'allitisation, et, simultanément l'enfoncement géochimique des profils et l'épaississement de ces formations bauxitiques. Cependant, ces incisions plus récentes se sont accompagnées de changements climatiques, dans le sens d'une aridification; l'érosion mécanique plus intense a pu, sinon éroder totalement la formation, au moins refaçonner les versants et leur donner une forme franchement concave.

La formation bauxitique du Mont Tato est caractéristique d'une telle évolution. Cependant le profil de bauxite isaltéritique apparaît postérieur aux entailles récentes; l'ancien profil, dont ne témoigne que le mètre supérieur de cuirasse fragmentaire, a été presque totalement éliminé.

Les plateaux du Gueto (GRANDIN, 1973) et de Bénéné en Côte d'Ivoire (ZANONE, 1971), sur lesquels a été observé une bauxite isaltéritique sur schistes, peuvent être associés à ce type d'évolution.

Les gisements d'Awoso sur schistes au Ghana (COOPER, 1936; BRUCKNER, 1957) semblent aussi correspondre à ce type d'évolution. Le profil comprend de haut en bas, un horizon meuble, un horizon de bauxite ferruginisée, un épais horizon de bauxite isaltéritique, un horizon de schistes altérés en kaolinite. A propos du gisement d'Awoso, il est possible de se poser le problème de l'origine du recouvrement meuble (30 cm à 1m), reposant sur le profil de bauxite, pour lequel, en l'absence de relief de commandement et de tout transport (les gros quartz anguleux en témoignent), l'hypothèse d'un reliquat d'un ancien profil d'altération sur le modelé initial peut être avancé. BRUCKNER (1957) considère que l'horizon ferrugineux supérieur de la cuirasse actuelle appartient aussi à cet ancien profil.

Le gisement de Fongo Tongo au Cameroun, isolé par un système de failles (HIERONYMUS, 1980) illustre aussi parfaitement ce cas. Le profil issu de l'altération de trachytes, comprend de haut en bas: une bauxite démantelée, une bauxite isaltéritique et une allotérite kaolinitique désilicifiée à sa partie supérieure. Sur les versants s'observent des recimentations ferrugineuses et la transformation de gibbsite en boehmite.

C'est probablement ausi le cas du gisement Christo (Poços de Caldas) au Brésil, dont le profil issu de l'altération de roches alcalines (syénites) comprend une bauxite isaltéritique et une allotérite kaolinitique.

2- L'EVOLUTION D'UNE FORMATION BAUXITIQUE EN L'ABSENCE D'INCISION DU MODELE.

A l'inverse du cas précédent (où le domaine d'allitisation persiste sur tout l'interfluve), lorsqu'il y a *absence d'incision* le domaine d'accumulation de piémont et le domaine de pisolitisation envahissent latéralement l'interfluve de l'aval vers l'amont. La *pisolitisation* détermine un *premier aplanissement;* plus à l'aval la *dégradation* des pisolites détermine un *second aplanissement* à cuirasse argilo ferrugineuse (fig. 80 C).

Le front d'altération et le front d'induration peuvent rejoindre lors de leur enfoncement vertical le plan de pisolitisation. Le milieu d'accumulation argileuse de piémont s'étend sous les horizons de cuirasses alumineuses. Celles-ci, qui n'ont pas, au centre de l'interfluve, été soumises aux transformations (ferruginisation et boehmitisation) préliminaires à la pisolitisation, vont subir une *dégradation directe* limitée à la formation de *nodules relictuels* et d'un plasma internodulaire. La silice présente se recombine à l'alumine dans le *plasma internodulaire* pour former de la *kaolinite*. Cette silice ne provient plus tant du front d'altération (sa progression étant bloquée) que de la dissolution des

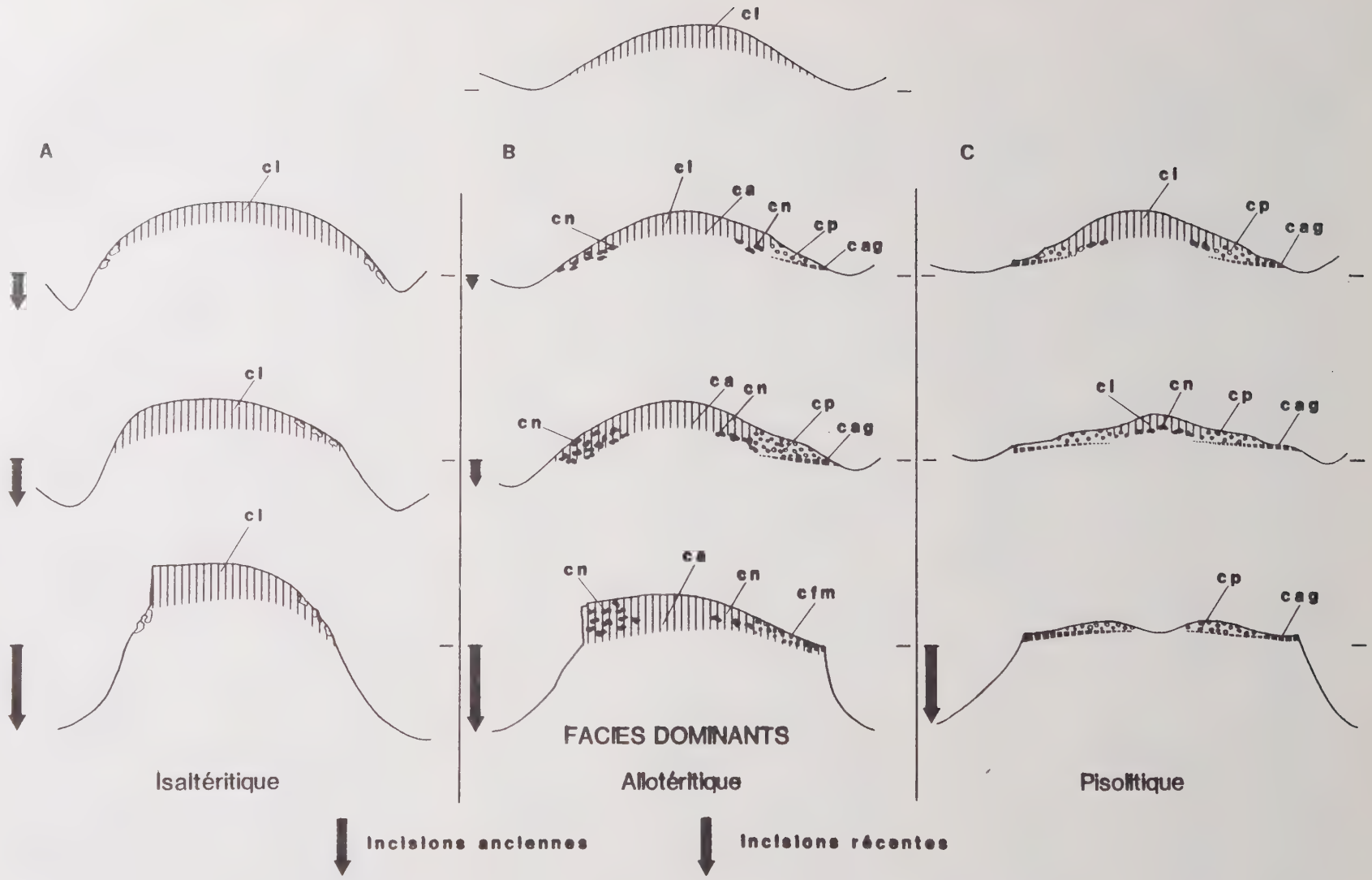


Figure 80: Schéma comparatif de l'évolution des cuirasses alumino-ferrugineuses
ci,ca: cuirasses initiales à faciès isaltéritique dominant(ci), à faciès allotéritique dominant(ca); cn: cuirasse nodulaire
cp: cuirasse pisolitique; cfm: cuirasse de pente à faciès mixte;
cag: cuirasse argilo-ferrugineuse

quartz encore présents dans la cuirasse. Il y a ainsi dégradation de la cuirasse bauxitique par la base, comme cela a déjà été mis en évidence sur cuirasses ferrugineuses (BOULET, 1974; NAHON, 1976; LEPRUN, 1977, 1979).

Il est évident qu'une *incision brutale* peut intervenir à un moment quelconque de cette évolution continue. Elle provoquera un *déplacement de la séquence géochimique vers l'aval,* et inhibera sur l'interfluve toutes possibilités de nodulation et de pisolitisation. Ainsi tout *horizon à faciès pisolitique ou nodulaire, présent en surface ou dans l'épaisseur même des profils de bauxites isaltéritiques ou allotéritiques peut être considéré comme témoin d'une cuirasse initiale ou témoin d'un état, où le niveau de base stabilisé maintenait constant un niveau phréatique d'une nappe à drainage lent.* Ceci est valable à l'échelle d'un massif sans préjuger des transformations pouvant intervenir localement dans tel ou tel micromilieu.

Dans la région de Lakota, l'évolution et la transformation de cuirasses alumino-ferrugineuses anciennes ont conduit, en l'absence d'incision, aux aplanissements à cuirasse pisolitique puis à cuirasse argilo-ferrugineuse. Les incisions plus récentes ont isolé les reliefs, témoins de ces aplanissements, et ont réinitié l'enfoncement du front d'altération avec allitisation ou monosiallitisation.

Un cas typique serait celui de l'Adamaoua (Cameroun), où les plateaux bauxitiques (sur basaltes) sont bordés d'une auréole de pisolites (BELINGA, 1972); ces pisolites, épandus jusque dans les fonds de vallées par une incision récente (NICOLAS et BELINGA, 1969) seraient témoins d'une étape de pisolitisation de la cuirasse des versants des interfluves. Dans l'Arkansas, GORDON *et al.*(1958) ont également décrit le passage latéral d'une bauxite isaltéritique (sur syénites) à une bauxite pisolitique, avec remplacement de la gibbsite par la boehmite. De plus des bauxites conglomératiques, à débris de bauxite pisolitique sont incluses dans des dépôts sédimentaires d'âge Eocène ce qui, par rapport aux bauxites d'Afrique, montre que la pisolitisation n'est pas spécifique d'une époque mais d'un état du modelé.

Cette évolution du modelé, tel que nous l'avons envisagé dans la région de Lakota, pourrait également fournir une explication à la présence des faciès pisolitiques qui ont été décrits en discontinuité au sommet d'autres formations bauxitiques (LACROIX, 1913; MEAD, 1915; CAMPBELL, 1917; BRUCKNER, 1957).

3 - L'EVOLUTION D'UNE FORMATION BAUXITIQUE AVEC INCISION PROGRESSIVE ET MODEREE DU MODELE.

Une *incision progressive, modérée,* s'accompagnerait d'un mouvement oscillatoire de la séquence géochimique au cours de son enfoncement et d'un glissement de cette séquence de l'amont vers l'aval. Ainsi, sur les

interfluves persiste le domaine d'allitisation avec formation de bauxites parfois à faciès isaltéritiques, *le plus souvent à faciès allotéritiques*. Sur les versants et leurs piémonts, l'abaissement graduel et les fluctuations de la nappe maintiennent, simultanément à la formation des faciès allotéritiques, les conditions de leur transformation en place par nodulation ou pisolitisation. Cette évolution conduit à *un épaississement* et à *une extension des horizons à faciès nodulaires et pisolitiques* (fig. 80 B).

Cette interprétation envisagée pour la cuirasse nodulaire de l'Oroumbo Bocca, pourrait expliquer aussi les distributions de faciès observés sur les massifs du Yaouré et de Digo (Centre de la Côte d'Ivoire). Ce serait aussi le cas du Ngaoundal (Cameroun) où, entre les plateaux Nord et Sud du massif, nous avons pu observer sous les sommets (1320m) à cuirasses alumino-ferrugineuses vacuolaires, trois replats étagés (1290-1230-1210 m) à cuirasses pisolitiques en place. GRUBB (1973) avance une explication similaire pour les bauxites de Weipa (Australie).

Cette incision lente peut également conduire, après démantèlement sur place des cuirasses alumino-ferrugineuses, au façonnement de *pentes à éboulis* ou *à cuirasses* en général *à faciès mixtes*, alumineux pisolitiques et argilo-ferrugineux, comme dans le cas des Monts Alebouma et Kokoumbo.

D'autres témoins de ces cuirasses de pente ont été observés dans cette région centrale de Côte d'Ivoire (Blafo Gueto), au sud dans la région d'Oumé (Zego), au nord-est dans la région de Bondoukou (Tiendi, Sapia) (GRANDIN, 1973).

Les témoins d'une telle évolution se situent en général, en Afrique de l'Ouest, sur roches basiques riches en fer. Il est possible de se demander si une telle évolution, avec incision progressive, n'empêche pas le développement, ou plutôt la conservation, des formations bauxitiques sur roches acides pauvres en fer. En effet, comme nous l'avons déjà signalé, les faibles teneurs en fer, mises en jeu sur ces roches, nécessitent une longue période pour obtenir une concentration suffisante qui assurera une induration minimum des altérites, leur permettant de résister à l'érosion mécanique. De plus, si l'incision est lente, le front d'altération se maintient le plus souvent à un niveau n'autorisant que la formation de kaolinite, auquel cas, les transferts et les accumulations absolues sont réduits et, à défaut d'une forte teneur en fer dans la roche mère, ces altérites, même si elles se désilicifient sont vouées à n'être que peu indurées et à rester ainsi sensibles à toute érosion mécanique..

Ce type d'évolution entraînerait donc l'effacement du paysage des reliefs sur roches pauvres en fer et riches en alumine, seules susceptibles de fournir des bauxites de qualité.

4 - LES MODALITES DE L'EVOLUTION DES FORMATIONS BAUXITIQUES.

On a donc envisagé trois modes principaux d'évolution des formations bauxitiques latéritiques en relation avec les incisions du modelé (fig.80).

- Le modelé subit une *entaille profonde et brutale*, toujours sous les mêmes conditions climatiques humides. Les rivières s'enfoncent sur place, taillant des versants convexes. La pisolitisation est alors impossible. Au *front d'altération le milieu* est constamment *allitisant*. La transformation est principalement directe *isaltéritique*. Les profils s'épaississent et la cuirasse alumino-ferrugineuse formée protège de plus en plus les sommets.

C'est ici le cas le plus favorable à la *formation d'un gisement de bauxite latéritique*. Les meilleurs gisements ne seraient donc que des bauxites isaltéritiques, de transformation directe d'autant plus pauvres en fer que la roche mère est riche en alumine et pauvre en fer. Les principaux gisements d'Afrique Occidentale en Guinée, au Ghana, correspondent à ce mode de bauxitisation.

- Le modelé ne subit *aucune incision;* les bauxites ou cuirasses isaltéritiques alumino-ferrugineuses, formées sur les interfluves se dégradent par *pisolitisation* puis destruction des pisolites qui mène à la cuirasse argilo-ferrugineuse des reliefs "intermédiaires". Chaque interfluve est progressivement effacé par un double *aplanissement géochimique*.

- Le modelé subit une *incision progressive et modérée;* aux dégradations géochimiques s'ajoute une faible et constante *érosion mécanique*. Il semble dans ce cas qu'il y ait renforcement des profils cuirassés principalement avec formation de *bauxite allotéritique*, c'est-à-dire de transformation indirecte, à partir de kaolinite d'altération. Cependant, les bauxites et les altérites formées sur roches pauvres en fer, peu indurées, ne résistent pas à l'érosion. Les témoins, généralement sur roches basiques, riches en fer, peuvent présenter aussi les différents stades de dégradation géochimique: cuirasses pisolitiques et cuirasses argilo-ferrugineuses, associées parfois en cuirasses polygéniques de pente.

Dans toute cette zone de l'Afrique de l'Ouest, ce sont des facteurs tectoniques qui ont conduit à la mise en relief des massifs. La répartition altitudinale des gisements, de part et d'autre des axes de bombement (fig.69), témoigne de cette étroite relation. Pour chaque région, chaque massif, chaque interfluve, les évolutions sont sous la dépendance directe du niveau de base hydrographique. Ainsi, les faciès cuirassés ne sont pas caractéristiques d'une époque mais d'un type d'évolution.

IV. LES RELATIONS ENTRE LA BAUXITISATION ET LE CUIRASSEMENT ARGILO-FERRUGINEUX DES RELIEFS INTERMÉDIAIRES

La cuirasse argilo-ferrugineuse a toujours été attribuée à une surface dite "surface intermédiaire" (Pliocène supérieur), postérieure à la surface bauxitique (Eocène) (MICHEL, 1959, 1973; GRANDIN, 1968, 1973; BOULET, 1970).

Ainsi, ces "reliefs intermédiaires", définis par VOGT (1957), ont été décrits sur le plateau Mandingue, entre *le Mali et la Guinée*, comme des"versants en pente douce, à revêtement latéritique, convexes en haut puis rectilignes,prolongeant le haut bowal (c'est-à-dire les plateaux de la surface bauxitique) jusqu'aux glacis ou aux entailles récentes, ou en croupes allongées dont le sommet arrondi est tangent au plan de la surface éocène" (MICHEL, 1973). Les cuirasses sont alumino-ferrugineuses dans les hauts bassins et ferrugineuses dans l'avant-pays. Mais ces descriptions de faciès ne permettent pas d'établir une correspondance sûre avec les faciès des collines basses et des reliefs "intermédiaires" de la région de Lakota.

Dans le centre de la *Côte d'Ivoire* les "reliefs intermédiaires" se présentent sous forme de replats ou de plateaux, qui portent des cuirasses argilo-ferrugineuses en voie de démantèlement. Ils sont généralement situés à proximité de reliefs plus puissants, soit bauxitiques, soit susceptibles d'avoir porté des cuirasses bauxitiques; des résidus de bauxite pisolitique ont ainsi été trouvés sur deux de ces plateaux (GRANDIN, 1973), mais le cas est peu fréquent. Ces reliefs "intermédiaires", dont les témoins cuirassés sont cependant peu nombreux, sont considérés comme étant les reliques d'une surface d'aplanissement de type glacis (GRANDIN, 1969). Toutefois, dans la région de Bondoukou, les reliefs bauxitiques (le plus souvent à cuirasse pisolitique) se prolongent fréquemment par des éboulis de pente ou des cuirasses de pente assurant une continuité avec la surface intermédiaire (ESCHENBRENNER et GRANDIN, 1970).

En *Haute Volta* (Kaya), les reliefs "intermédiaires" forment une surface de raccordement non plane, présentant des ondulations de faible amplitude et reliant les sommets bauxitiques à cuirasses nodulaire et pisolitique (BOULET, 1970). Ces reliefs sont protégés par une cuirasse que l'auteur qualifie de ferrugineuse et pisolitique.

Ces trois exemples sont mentionnés ici car leurs auteurs ont été les premiers à définir ces reliefs par leur position topographique et par les caractères particuliers de leur cuirasse. De plus, dans chaque cas, une relation leur est apparue entre ces reliefs et les plateaux

bauxitiques qui les dominent. Ce sont les différences d'altitude observées qui les ont conduits à considérer les reliefs "intermédiaires" comme résultant d'un aplanissement de type glacis.

GRANDIN (1973) a été le premier à proposer une interprétation qui relie l'origine de la cuirasse des reliefs "intermédiaires" à la dégradation de la cuirasse bauxitique. Il pose les problèmes des quantités très importantes de fer mis en jeu, du devenir des produits de démantèlement des cuirasses bauxitiques, de l'existence de passages progressifs entre faciès bauxitiques et faciès intermédiaires, et de la présence fréquente de ces cuirasses sur roches basiques. Il suggère que la cuirasse argilo-ferrugineuse de cette surface intermédiaire puisse être "essentiellement le résultat d'une transformation de matériaux résiduels bauxitiques, remaniés en grande quantité sur le système d'aplanissements (mécaniques) formés".

On ne peut nier les possibilités d'épandages de débris bauxitiques qui se seraient produits localement et à un certain moment de l'évolution(bien qu'il n'en existe pas à notre connaissance en Afrique de l'Ouest, d'exemple récent). Mais il paraît justifié de considérer que la cuirasse argilo-ferrugineuse des reliefs "intermédiaires" est le résultat de la transformation et de la dégradation géochimiques de cuirasses alumino-ferrugineuses en l'absence d'incision du modelé ou en présence d'une incision progressive et modérée. Cela nécessiterait toutefois une étude structurale, minéralogique et gécohimique approfondie de ces cuirasses et de leurs altérites sous jacentes. Cependant, plusieurs arguments de terrain peuvent être proposés.

. *L'extension des reliefs "intermédiaires" est réduite*. Dans la région de Lakota, comme dans celle du Mont Kokoumbo, elle se limite actuellement à quelques reliefs et replats, généralement proches des reliefs bauxitiques qui ont conservé ou non leur cuirasse. GRANDIN(1973) estime dans la région du Blafo-Gueto, au centre de la Côte d'Ivoire, que les cuirasses intermédiaires en place occupent 1 ‰ de la surface de la région. Cependant, il considère l'ancienne extension de ces cuirasses comme beaucoup plus large, en raison de leurs nombreux débris, qui sont présents dans les cuirasses de haut glacis, et qui proviendraient de leur démantèlement sur place.

. *Les altitudes des reliefs "intermédiaires" s'abaissent* avec l'éloignement d'un relief principal ou la proximité d'un drain majeur. Les dénivelées qui sont mentionnées entre les reliefs bauxitiques et les reliefs "intermédiaires", de 150 à 200 m au Sénégal (MICHEL, 1973), 200m en Côte d'Ivoire (GRANDIN, 1973), 100 m en Haute Volta (BOULET, 1970), ne sont pas incompatibles avec celles que nous avons relevées dans les régions de Lakota et du Mont Kokoumbo, d'autant que les indications données par ces auteurs le sont souvent à l'échelle d'une région entière et dépassent le cadre d'un simple interfluve.

. *La convexité des versants*,entre les sommets à cuirasse alumino-ferrugineuse et les replats qui marquent sur les flancs la trace de ces reliefs "intermédiaires", indique la dominance de conditions climatiques humides.

. *Les cuirasses de pente* qui flanquent certains reliefs bauxitiques et les unissent aux reliefs "intermédiaires" sont, en général, à faciès mixte (bauxite pisolitique et cuirasse argilo-ferrugineuse). Il semble bien que les faciès de cuirasse argilo-ferrugineuse sont absents sur les pentes à éboulis bauxitiques isaltéritiques ou allotéritiques qui ne présentent pas de traces de nodulation et de pisolitisation et qui sont liées à une incision brutale. Il n'est pas impossible qu'une relation puisse être établie entre le développement de ces cuirasses de pente, leur inclinaison et la proximité des axes de bombement. C'est peut être là une explication du fort décrochement entre la bauxite sommitale et la cuirasse argilo-ferrugineuse, observé par ESCHENBRENNER et GRANDIN (1970) dans la région de Tiendi-Sapia en Côte d'Ivoire.

. *Les rares débris de bauxite* présents dans ces cuirasses argilo-ferrugineuses des reliefs "intermédiaires" sont à faciès pisolitique. Ils représenteraient une trace de la dégradation géochimique des formations à pisolites.

. *La conservation sélective* des cuirasses bauxitiques et des cuirasses intermédiaires sur les *roches basiques*, remarquée par GRANDIN (1973) dans le centre de la Côte d'Ivoire, serait liée aux inversions de relief intervenant dans les zones de soulèvement, comme cela a pu être mis en évidence à l'Oroumbo Bocca.

Ainsi la *cuirasse argilo-ferrugineuse* serait *la conséquence, le terme ultime* d'une dégradation des cuirasses bauxitiques en présence d'un niveau de base stabilisé. Ceci n'exclut pas les évolutions dues à des changements climatiques et à des mouvements du niveau de base de faibles amplitudes, dont la séquence (bauxite isaltéritique et allotéritique, bauxite pisolitique, cuirasse argilo-ferrugineuse) est la résultante.

Dans la plupart des cas décrits en Afrique de l'Ouest, tout ou partie des termes de cette séquence s'est trouvé complètement fixée par la vigoureuse incision liée à une forte aridification du climat, combinée peut-être aussi à une ultime et conséquente surrection du craton (aplanissement du haut glacis). La période récente, humide, apparaît excessivement courte pour que s'individualisent de nouvelles séquences de faciès, quoique certains hauts glacis, fortement en relief, aient déjà des cuirasses contenant de la gibbsite (au nord de la Côte d'Ivoire et en Haute Volta).

V. L'AGE DES BAUXITES LATÉRITIQUES DE COTE D'IVOIRE ET LA CONTINUITÉ DES CUIRASSEMENTS

La formation des bauxites et de la cuirasse argilo-ferrugineuse se présente ainsi comme un phénomène continu dans le temps, pouvant intervenir sous tout climat dont la pluviosité serait supérieure à 1200 mm/an.

Il convient donc de déterminer, plus que l'âge des profils, l'aĝe du modelé, de la surface originelle à partir de laquelle s'est initiée la bauxitisation.

Un des seuls exemples, connu en Afrique de l'Ouest, *d'intercalations* de formations bauxitiques dans des séries sédimentaires est celui des latéritoïdes phosphatées de Ndiass (Sénégal) (TESSIER, 1950) reposant sur du Maestrichtien et couvertes par des sédiments de l'Eocène supérieur.

En l'absence de critères stratigraphiques directs, diverses approches peuvent être utilisées pour estimer des vitesses d'altération ou reconstituer des conditions paléoclimatiques de la formation des bauxites.

Ainsi, une tentative a été effectuée par l'analyse des isotopes stables de l'hydrogène et de l'oxygène dans les hydroxydes d'aluminium. Si, précisément sur des échantillons de Lakota, boehmite et gibbsite ont pu être séparées dans un diagramme $\delta D/\delta 18_O$, par contre l'interprétation paléoclimatique demeure imprécise (BERNARD, 1978; BOCQUIER *et al.*, 1979).

Ce sont des arguments stratigraphiques combinés à des données morphologiques qui permettent encore le mieux la datation de ces surfaces. C'est à la géomorphologie qu'il convient de se referer. Ainsi en Côte d'Ivoire (LECLERC *et al.*, 1949; LAMOTTE et ROUGERIE, 1961; GRANDIN, 1973) les témoins coiffés de cuirasses alumino-ferrugineuses, et constituant les reliefs bauxitiques appartiennent à la surface d'aplanissement *éocène* (surface africaine); celle-ci développée à l'échelle continentale est décrite en maints endroits (KING, 1948; MICHEL, 1973; GRANDIN, 1973; GRANDIN et THIRY, 1982).

C'est selon ces auteurs, fin *Tertiaire* que se seraient produits l'entaille de la surface Africaine et l'aplanissement intermédiaire, simultanément aux dépôts du Continental Terminal.

Ces dépôts sédimentaires du Continental Terminal ont eux-mêmes permis de distinguer deux phases de soulèvement. Ainsi, au Mali (RADIER, 1959) a reconnu une première phase de soulèvement pendant l'Eocène supérieur et l'Oligocène et une seconde surrection au Miocène. Au Togo Dahomey, le Continental Terminal est formé de deux termes: l'un inférieur, fin et argileux (Oligocène), l'autre supérieur, grossier et quartzeux (Mio-Pliocène) (SLANSKY, 1962). Au Niger Oriental ces dépôts sédimentaires sont formés d'une série inférieure (Oligo-Miocène), et d'une série supérieure qui se placerait au Pliocène (FAURE, 1962). En Afrique Australe KING (1962), distingue aussi deux phases tectoniques, l'une au Miocène, l'autre au Pliocène. On reconnaît donc une discordance générale entre les deux formations du Continental Terminal africain (GRANDIN et THIRY, 1982).

En raison des filiations mises en évidence entre les cuirasses alumino-ferrugineuses des reliefs bauxitiques et les cuirasses argilo-ferrugineuses des reliefs "intermédiaires", nous ne pensons pas qu'il y ait eu un épisode d'aplanissement mécanique précédant le cuirassement de la "surface intermédiaire". La première phase de sédimentation du Continental

Terminal pourrait être liée aux divers soulèvements accompagnant la bauxitisation et l'évolution des formations bauxitiques jusqu'aux cuirasses pisolitique et argilo-ferrugineuse des deux aplanissements géochimiques sous jacents. Ces transformations se seraient maintenues, succédées, durant une longue période de l'Eocène au Miocène. Les mises en relief consécutives à ce soulèvement peuvent localement être influencées par des mouvements tectoniques de plus grande amplitude, et des enfoncements brusques et profonds du niveau de base. Ce sont ceux-ci qui inhiberont la dégradation des bauxites et favoriseront le développement des bauxites isaltéritiques, c'est à dire la constitution des grands gisements actuels.

La deuxième phase de sédimentation du Continental Terminal correspondrait au dernier grand mouvement de surrection (Pliocène) (MICHEL, 1973), et à l'aplanissement non de la "surface intermédiaire", mais du haut glacis. La confirmation de cette hypothèse impliquerait que des relations très étroites puissent être trouvées entre les aplanissements et le Continental Terminal.

Cependant, plusieurs arguments permettent de penser que le façonnement des "hauts glacis" correspond bien, au cours de l'évolution des formations bauxitiques et de leur modelé, à une rupture liée à une brusque variation du niveau de base et à l'installation d'un climat aride:

. les versants qui joignent l'amont des haut-glacis aux reliefs "intermédiaires" ou aux reliefs bauxitiques sont généralement concaves;

. ces versants ne sont jamais porteurs de cuirasses de pente telles qu'elles ont pu se former sur les versants des reliefs bauxitiques dans le cas d'un enfoncement progressif du niveau de base;

. des débris de cuirasses alumino-ferrugineuses sont fréquemment inclus dans les cuirasses à l'amont des haut-glacis lorsque ceux-ci se sont développés juste au piémont des reliefs bauxitiques. Au contraire de tels débris ne sont, à de rares exceptions près, jamais présents dans les cuirasses des reliefs "intermédiaires".

Ainsi l'entaille, simultanée à l'installation d'un climat sec, à l'origine de l'aplanissement des hauts-glacis, a fixé les formes de relief acquises antérieurement et protégées par leurs cuirasses: c'est à dire les témoins bauxitiques, et les témoins des deux aplanissements géochimiques sous jacents. Elle a en même temps stoppé les processus de dégradation (pisolitisation et cuirassement argilo-ferrugineux). Lors du retour à des climats plus humides et suivant les conditions de drainage, la bauxitisation peut se réactiver sur les reliefs résiduels et sous les cuirasses existantes avec formation de bauxite isaltéritique ou de bauxite allotéritique.

C'est probablement après cette entaille que, sur le Mont Tato, l'allitisation a repris, sous une cuirasse ancienne, dont le mètre supérieur (cuirasse fragmentaire) de la formation actuelle est le témoin. Ceci expliquerait l'âge relativement récent (3.2 Ma) estimé pour cette formation. C'est aussi après cette entaille qu'aurait pu se former le profil récent d'altération sous les faciès pisolitiques des collines basses de la région de Lakota, et se former aussi l'horizon de cuirasse poreuse et vacuolaire sous la cuirasse nodulaire de l'Oroumbo Bocca.

La période de temps écoulé depuis cette entaille est cependant trop courte pour qu'ait pu se rétablir, par enfoncement géochimique des cuirasses bauxitiques résiduelles, un nouvel équilibre entre niveau phréatique et niveau hydrographique favorable aux dégradations par pisolitisation. De même les interfluves jeunes dégagés à partir de l'aplanissement du haut-glacis, ne présentent pas encore la séquence de faciès: bauxite isaltéritique et allotéritique, bauxite pisolitique et cuirasse argilo-ferrugineuse.

Cependant, par des analyses de toposéquences réalisées sur de tels interfluves jeunes, il a été montré que les cuirasses quartzo-argilo ferrugineuses formées sont susceptibles de dégradations par nodulation (LEPRUN, 1977; MULLER *et al.*, 1981) allant jusqu'à la pisolitisation en milieu ferrugineux (NAHON, 1976). Ces dégradations actuelles s'accompagnent d'un aplanissement des versants et de la formation en aval d'un nouveau cuirassement (NAHON, 1976). Les filiations, mises en évidence entre ces cuirassements récents, montrent la complexité de leur évolution. Et, les cuirassements anciens, fixés, tronqués, dégradés, permettent probablement de ne saisir que les grandes étapes d'une évolution continue tout aussi complexe.

C O N C L U S I O N

de la 3ème partie

LA BAUXITISATION ET L'ÉVOLUTION DU MODELÉ

Les analyses pétrologiques et géochimiques des profils des différentes formations bauxitiques de Côte d'Ivoire nous ont amenés, dans les deux premières parties de ce travail, à définir trois types de faciès *bauxitiques:isaltéritique , allotéritique et pisolitique*. Dans chaque formation, les *successions* et les *alternances verticales* de ces faciès sont déterminées par le comportement géodynamique opposé de milieux géochimiques différents, définis à toutes les échelles.

Dans cette troisième partie, nous avons montré que dans les paysages, ces faciès s'organisent en *séquence latérale*, dont les termes sont de l'amont vers l'aval: bauxites isaltéritique ou allotéritique, bauxite pisolitique et cuirasse argilo-ferrugineuse. Cette distribution dans le modelé dont les enchaînements et les discordances de faciès présentent des analogies avec les distributions verticales dans les profils, nous a conduits à proposer des interprétations sur le génèse de ces formations en relation avec l'évolution du modelé.

Ainsi, sur tout interfluve, soumis aux conditions nécessaires à la bauxitisation, s'établit une séquence de milieux géochimiques qui délimite trois domaines: un *domaine d'allitisation* sur le sommet, un *domaine de transformation* sur les versants et un *domaine d'accumulation argileuse* dans les zones de piémont.

Le développement de ces domaines dépend de la dynamique de la nappe, donc du niveau de base hydrographique local. Trois cas d'évolution du modelé d'un interfluve ont été envisagés.

. *Ce modelé n'est soumis à aucune incision*. Alors, par enfoncement le niveau phréatique atteint son équilibre avec le niveau de base. La séquence des milieux géochimiques se déplace de l'aval vers l'amont. Les *bauxites isaltéritiques*(ou allotéritiques)formées sur l'interfluve se dégradent. Il s'ensuit un premier aplanissement avec formation d'une *bauxite pisolitique*, puis un second aplanissement avec formation d'une *cuirasse argilo-ferrugineuse*.

. *Ce modelé est soumis à une incision progressive et modérée*. Alors l'enfoncement du niveau phréatique suit celui du niveau de base en oscillant au voisinage des conditions d'équilibre. La séquence des milieux géochimiques s'enfonce et s'étend de l'amont vers l'aval. Les profils s'épaississent avec formation de *bauxites allotéritiques*. Mais l'oscillation du niveau phréatique provoque par intermittence la remontée de la séquence des milieux géochimiques et les bauxites formées peuvent être soumises aux dégradations internes (nodulation). A l'aval de la séquence la bauxite pisolitique et la cuirasse argilo-ferrugineuse formée, seront associées dans les cuirasses de pente à faciès mixte.

. *Ce modelé est soumis à une incision brusque et profonde*. Alors le niveau phréatique s'enfonce mais n'atteint pas son équilibre avec le niveau de base. Le domaine d'allitisation reste permanent sur l'interfluve. Le profil de *bauxite isaltéritique* peut s'épaissir. Il se constitue alors sur roches pauvres en fer et riches en alumine d'importants gisements.

La bauxititisation et les cuirassements qui lui sont associés (pisolitique et argilo-ferrugineux) sont donc spécifiques d'une évolution d'un modelé mais non pas d'une période.Ainsi ces trois types d'évolution ont pu se développer, se succéder, se surimposer à partir de surfaces aplanies, fin crétacé, et sous la dépendance des mouvements tectoniques et des fluctuations climatiques intervenues de l'Eocène au Pliocène. Et les formations bauxitiques des reliefs actuels représentent une ou plusieurs étapes de cette longue évolution, fixées par les incisions récentes du Pliocène et du Quaternaire.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Le travail présenté ici a été consacré à l'étude de trois exemples de formations bauxitiques latéritiques de Côte d'Ivoire : une formation de *bauxite isaltéritique* à texture conservée sur granite, une formation de *bauxite allotéritique* sans texture conservée sur amphibolite et une formation de *bauxite pisolitique*. Pour chaque cas, des analyses structurales, minéralogiques et géochimiques ont été réalisées à différentes échelles. Il a, ainsi, été possible de déterminer des mécanismes mis en jeu lors des transformations qui interviennent au cours de la formation, de l'évolution et de la dégradation de ces formations bauxitiques.

1- LA FORMATION DES CUIRASSES ALUMINO-FERRUGINEUSES : LES ACCUMULATIONS RELATIVES ET ABSOLUES.

Les cuirasses alumino-ferrugineuses sur granite du Mont Tato, et sur amphibolite de l'Oroumbo Bocca, sont le résultat de soustractions et d'accumulations qui se succèdent et se surimposent. A tout départ d'élément correspond l'accumulation relative des éléments restants, à tout apport d'un ou plusieurs éléments correspond leur accumulation absolue.

a) Les premières manifestations de l'altération: l'accumulation absolue.

Il a été montré, dans la formation bauxitique sur *granite* que la première manifestation de l'altération était, au niveau de fissures transminérales, coupant indifféremment quartz et feldspaths, la *néogenèse d'halloysite* à partir de transferts et de dépôts de produits amorphes silico-alumineux.

Dans le cas de la formation de "pain d'épice" isaltéritique sur *amphibolite*, il n'a pas été possible de mettre en évidence, par les analyses microscopiques, une quelconque accumulation absolue précédant l'altération. Cependant, dans le "pain d'épice" lui-même, on constate une augmentation à volume constant des teneurs en fer, dont l'accumulation absolue est donc concomitante de l'altération.

b) L'altération des minéraux parentaux : l'accumulation relative de fer et d'alumine.

L'individualisation d'oxyhydroxydes de fer sous forme de goethite, et d'hydroxyde d'alumine, sous forme de gibbsite par transformation des minéraux parentaux de la roche est connue depuis longtemps comme étant à l'origine des profils latéritiques. *Cette transformation est directe ou indirecte* (MILLOT, 1964).

- *La transformation directe.*

L'individualisation de la *goethite* et de la *gibbsite* se produit directement dans les plasmas d'altération. Elle s'accompagne du développement d'un réseau *de cloisons* et parfois du *remplissage des vides* intracloisonnaux (BOCQUIER *et al.*, 1982).

. Que ce soit dans le cas de l'altération des feldspaths ou dans celui de l'altération des micas et des amphiboles, la gibbsite et la goethite forment le long des plans de clivages des minéraux parentaux *un réseau de cloisons* et de vides intracloisonnaux dont la constitution nécessite des *transferts intracristallins* d'aluminium ou de fer. Ces cloisons, à hydroxydes bien cristallisés, assurent une transformation pseudomorphique des minéraux parentaux.

. Le *remplissage de certains vides* s'effectue par des *transferts intercristallins* tels qu'ils ont été mis en évidence sur granite des microclines vers les plagioclases altérés, et sur amphibolite des feldspaths vers les amphiboles altérées.

Par ces deux processus, une nouvelle charpente s'édifie au sein des roches. Elle assurera la *conservation des textures* et des structures de la roche mère lors des transformations sucessives liées à l'altération des autres minéraux parentaux (quartz, muscovite) et aux transferts (dépôts cutaniques). Les faciès dérivés de cette transformation sont des *faciès isaltéritiques.*

- *La transformation indirecte.*

Les plasmas d'altération se transforment d'abord en *kaolinite.* Dans les minéraux ferro-magnésiens peut se développer un réseau de cloisons, mais le milieu n'est pas suffisamment oxydant et le *fer est redistribué.* Il y a *effacement des textures* qui sera suivi d'un éventuel *effondrement des structures* de la roche mère. Les faciès dérivés de cette transformation sont des *faciès allotéritiques.*

c) Les transferts et les dépôts cutaniques: l'accumulation absolue de fer et d'alumine.

Dans les vides, laissés par la transformation ou la simple dissolution des minéraux parentaux, et dans les chenaux préférentiels de circulation (tubules), se mettent en place, à différents niveaux des profils, des *dépôts cutaniques* liés à des *transferts* soit en *solution*, soit sous forme *particulaire.*

- *Les transferts en solution* ont été mis en évidence par les dépôts observés sur *granite:*

. *dépôts de kaolinite* en vermicules et d'oxyhydroxydes de fer dans l'isaltérite inférieure;
. *dépôts de gibbsite* (gibbsitanes) dans la cuirasse et dans l'isaltérite supérieure;

et sur *amphibolite :*

. *dépôts de kaolinite* en vermicules dans les diaclases de l'isaltérite "pain d'épice";
. *migration de fer* à partir des diaclases vers les boules de "pain d'épice";
. *dépôts d'halloysite* dans les cortex des boules de "pain d'épice";
. *redistribution du fer* dans l'allotérite et migration vers les passées ferrugineuses;
. *envahissement par le fer* de l'allotérite kaolinitique lors de sa désilicification.

- *Les transferts* sous forme *particulaire* ont été principalement mis en évidence par les dépôts observés sur granite dans *l'isaltérite inférieure:*

. *dépôts de produits amorphes alumino-ferrugineux;*
. *dépôts de produits argilo-ferrugineux* (ferriargilanes).

d) La transformation des minéraux néoformés d'altération et de transfert: l'accumulation relative d'alumine.

Les minéraux argileux néoformés à partir des plasmas d'altération ou des plasmas de transfert se déstabilisent et donnent à leur tour de nouvelles phases par perte de silice ou de fer:

- sur *granite:*

. *les (méta) halloysite et kaolinite* de dépôts vont se transformer en *gibbsite;*
. *les produits amorphes alumino-ferrugineux,* par migration du fer à courte distance et par cristallisation de gibbsite dans les zones déferruginisées, se transforment en *ferrigibbsitanes;*
. *les ferriargilanes,* par désilicification de la kaolinite après migration du fer, se transforment en *ferrigibbsitanes;*

- sur *amphibolite* au toit de *l'allotérite kaolinitique* se développe un *front de désilicification* avec formation de gibbsite.

e) Les accumulations relatives et absolues de fer et d'alumine dans les horizons cuirassés.

Dans les horizons cuirassés, les oxyhydroxydes de fer d'alumine sont tour à tour soumis à des conditions physico-chimiques, qui assurent leur mise en solution ou leur fixation. Ainsi:

. *en milieu plus oxydant, l'accumulation relative de fer* est liée à la dissolution de la gibbsite et au transfert de l'alumine; ce sont généralement les conditions présentes en surface des formations bauxitiques;
. *en milieu plus réducteur, l'accumulation relative de l'alumine* est liée à la dissolution de la goethite ou de l'hématite. Ces conditions peuvent être présentes localement en surface, elles sont dues à la pénétration racinaire ou à la formation de dépressions (doline sur le plateau de l'Oroumbo Bocca). Mais ces conditions sont plus fréquentes dans

les horizons profonds des formations bauxitiques, lorsqu'ils sont gorgés d'eau, et dans les domaines de pisolitisation.

Chacune de ces dissolutions entraîne *une accumulation absolue* de l'élément mis en solution dans un milieu voisin après un transfert à l'échelle du microsystème, de l'horizon, du profil, du paysage. Dans les solutions en transfert, l'alumine ou le fer peuvent être dominants (dépôts de gibbsitanes ou accumulation de fer) ou être mêlés en proportions variées dans les horizons d'accumulation (dépôts de produits amorphes alumino-ferrugineux, ferriargilanes).

f) Les accumulations et la formation des cuirasses alumino-ferrugineuses.

En résumé, *les accumulations relatives* correspondent à des *structures de départ*, les *accumulations absolues* à des *structures de dépôt*. Ces structures, qui correspondent à deux *milieux dynamiques opposés* ont été définies à toutes les échelles. Et c'est l'alternance de ces milieux, amenant toute structure de départ à devenir structure de dépôt et inversement toute structure de dépôt à devenir structure de départ, qui est à l'origine des transformations structurales, minéralogiques et géochimiques qui conduisent à la formation:

. soit de *bauxite isaltéritique*, de transformation directe, à structure de la roche mère conservée,

. soit de *bauxite allotéritique*, de transformation indirecte, à structure de la roche mètre non conservée.

Dans la formation bauxitique isaltéritique étudiée sur granite, la conservation des volumes a permis d'*estimer quantitativement* l'importance que prennent, dès l'isaltérite inférieure *les accumulations absolues*, qui finissent par représenter plus de 50% du matériau de la cuirasse alumineuse.

De plus pour la formation bauxitique isaltéritique sur granite, comme pour la formation bauxitique sur amphibolite *les accumulations de fer sont supérieures aux accumulations d'alumine*. Ainsi, dans les cuirasses alumino-ferrugineuses de ces formations, même lorsqu'elles ont des teneurs en alumine élevée, l'accumulation et la concentration du fer sont des phénomènes majeurs.

2 - LES DEGRADATIONS DES CUIRASSES ALUMINO-FERRUGINEUSES.

Dès que les cuirasses alumino-ferrugineuses isaltéritiques ou allotéritiques sont placées en déséquilibre par rapport à leur milieu de formation elles sont soumises à plusieurs processus de dégradation.

a) la dégradation superficielle.

En surface les cuirasses subissent des dégradations chimiques par *dissolution*, d'abord de la gibbsite, puis de l'hématite. La cuirasse très ferrugineuse ainsi formée est soumise à une fragmentation due aux actions combinées du climat, de la végétation, de la faune (LEPRUN, 1971). Une convergence peut apparaître entre les *nodules de fragmentation* ainsi libérés en surface et les nodules qui résultent de dégradations internes, à la base des cuirasses. Mais en aucun cas cette dégradation superficielle par fragmentation ne conduit à la formation de pisolites.

b) La dégradation interne.

Lorsque le niveau phréatique remonte de manière permanente dans l'horizon inférieur d'une cuirasse, celle-ci est affectée par une dégradation à caractère géochimique (LEPRUN, 1971; NAHON, 1976). La cuirasse alumino-ferrugineuse se divise en *nodules relictuels* noyés dans un plasma internodulaire argilo-ferrugineux.

c) La dégradation par pisolitisation.

Sur les versants des collines, les évolutions de surface des cuirasses à faciès isaltéritiques ou allotéritiques formées conduisent à leur transformation en *cuirasses à hématite et boehmite*. Puis, dans cette cuirasse, s'individualisent des *nodules relictuels*, dont la *dégradation centripète* est à l'origine *d'un plasma internodulaire*. Et c'est dans ce plasma internodulaire que, par des différenciations géochimiques successives, entièrement liées à diverses redistribution internes du fer, centrifuges et centripètes, se réalisent les premières zonations concentriques, qui structurent de nouveaux nodules dénommés "nodules plasmiques". C'est la formation des *pisolites simples*, toujours alumino-ferrugineux.

Ces pisolites simples, et leurs plasmas environnants, subissent à leur tour diverses transformations également liées à la redistribution du fer. Ainsi des déferruginisations et des reconcentrations du fer se localisent, soit dans les zones internes ou externes des "nodules plasmiques", soit dans les plasmas périphériques. Et ces réorganisations, qui individualisent différents cortex et noyaux se succèdent, se relaient et se surimposent pour aboutir à la formation de *pisolites de plus en plus complexes*.

Au cours de toute cette évolution peut s'opérer le passage de *pisolites simples ou complexes alumino-ferrugineux* (à boehmite et hématite) à des *pisolites strictement alumineux* (à gibbsite et boehmite). La déferruginisation s'effectue soit d'une manière progressive entre noyau, cortex et plasma interglébulaire, soit d'une manière brutale suivant un front de déferruginisation. Puis de manière ultime, l'alumine résiduelle est mise en solution.

Ainsi, les *bauxites pisolitiques* ne sont qu'une étape dans la dégradation des bauxites isaltéritiques et allotéritiques.

3 - LES TRANSFORMATIONS STRUCTURALES, MINERALOGIQUES ET GEOCHIMIQUES DANS LES FORMATIONS BAUXITIQUES.

La formation, l'évolution et la dégradation des bauxites se réalisent, à toutes les échelles, par des enchaînements de transformations structurales, minéralogiques et géochimiques.

a) Les transformations structurales.

Dans les faciès isaltéritiques, *les structures de concentration*, par accumulation relative, de l'alumine et du fer sont pseudomorphiques des minéraux parentaux et conservent la texture initiale de la roche mère.

Dans les faciès allotéritiques, les structures de concentration de l'alumine et du fer, observées après la désilicification de la kaolinite, apparaissent sous forme de granules et microgranules de gibbsite envahis par l'hématite.

Les apports peuvent se produire au sein même de ces structures héritées, dont elles remplissent les volumes, mais le plus souvent ils forment dans les milieux de dépôt de *nouvelles structures de concentration* (cutanes).

Ces structures de concentration, qu'elles soient héritées de l'altération ou liées à des apports, présentent des évolutions (nodulation, pisolitisation, fragmentation), enchaînées aux transformations minéralogiques et géochimiques, qui feront se succéder les faciès jusqu'à la dégradation complète de la formation bauxitique.

b) Les principales transformations minéralogiques.

- *Les transformations des minéraux alumino-silicatés.*

Dans les transformations directes ou indirectes de feldspaths en gibbsite, de biotites ou d'amphiboles en goethite et en kaolinite, qui étaient déjà connues, nous avons pu préciser que bien souvent les néogénèses de gibbsite et de goethite font intervenir des *transferts intra et intercristallins*. De plus, il a été montré :

. la transformation en gibbsite de kaolinites issues de l'altération des biotites;
. la transformation en gibbsite de kaolinites en vermicules, de néoformation;
. la transformation directe de muscovites en gibbsite.

- *Les transformations des hydroxydes d'aluminium.*

Si les données actuelles de la thermodynamique ne permettent pas toujours de définir avec précision les domaines de stabilité de la gibbsite et de la boehmite, les analyses pétrologiques effectuées dans ce travail nous conduisent cependant à avancer quatre conclusions:

. en milieu allitisant, l'hydroxyde d'alumine qui se forme au *front d'altération* est toujours la *gibbsite;*

. la *transformation de la gibbsite; en boehmite* est directe; elle intervient au cours de l'évolution d'une cuirasse alumineuse ou alumino-ferrugineuse en milieu désaturé en eau;

. la *transformation de la boehmite en gibbsite* nécessite une dissolution de la boehmite et un transfert aussi court soit-il de l'aluminium en solution;

. l'alumine en solution, piégé dans un milieu plus saturé en eau, cristallise toujours sous forme de gibbsite.

- *Les transformations des oxyhydroxydes de fer.*

Ces transformations, peu étudiées dans ce travail, sont en accord avec celles qui ont été observées dans les travaux sur les altérations et les cuirasses ferrugineuses. Nous soulignerons principalement:

. que lors de l'altération des minéraux parentaux (biotite, amphibole), le fer s'individualise en cloisons sous forme de *goethite;*

. que la *goethite se transforme en hématite* lors du passage des altérites aux cuirasses alumino-ferrugineuses, mais cette transformation n'a pu être mise en évidence que par l'analyse diffractométrique des rayons X;

. que, contrairement aux observations faites pour les cuirasses argilo-ferrugineuses, il ne semble pas dans les cas étudiés ici, où l'individualisation des hydroxydes d'aluminium est abondante, que les *substitutions de l'aluminium dans la goethite et l'hématite* soient importantes et significatives.

c) Les transformations géochimiques.

Les évolutions géochimiques globales des éléments dans les profils latéritiques sont connues par les nombreux travaux réalisés sur les altérations et les cuirasses formées à partir de différents types de roches. Il a été précisé ici les liens existants entre *la concentration des éléments* et *les accumulations relatives ou absolues*. Ainsi pour chaque profil, des *voies évolutives différentes* mises en évidence permettent de rendre compte des *successions normales* d'horizons et des *alternances*. Comme cela a été montré pour les cuirasses ferrugineuses (NAHON, 1976), ces successions et alternances témoignent de l'histoire complexe de chaque profil au cours de laquelle s'opposent des milieux géochimiques et dynamiques différents, et ceci à toutes les échelles d'observation .

d) Le rôle du fer dans les transformations.

Il convient de souligner le rôle déterminant du fer dans toutes ces transformations intéressant les formations bauxitiques.

En effet le fer joue *un rôle protecteur* à l'échelle du profil. Le fer est le premier élément à s'individualiser lors de l'altération, et la formation de cloisons goethitiques favorise la conservation des textures et des structures de la roche mère. Mais le fer est aussi l'élément qui se concentre le plus, ce qui permet l'induration de la formation. Dans les milieux plus oxydants de surface, l'hématite est plus

stable que la gibbsite et la formation d'un horizon de cuirasse très ferrugineuse assure une bonne protection du profil.

Le fer a aussi *un rôle dans les transformations structurales*. Ainsi la migration du fer, sur de courtes distances, au sein de dépôts cutaniques va fixer ceux-ci en ferrigibbsitanes. Mais c'est au cours des évolutions glébulaires de dégradation et de la formation des pisolites que son rôle apparaît le plus déterminant. En effet ce sont des différenciations liées à des migrations, centrifuges et centripètes, du fer qui induisent les zonations concentriques.

Enfin le fer a *un rôle dans les transformations minéralogiques* qui concernent les produits alumineux. On a pu montré que la cristallisation de gibbsite dans les ferrigibbsitanes, où la désilicification de la kaolinite des ferriargilanes est liée à la déferruginisation. On a montré aussi que la concentration de fer et l'accumulation d'hématite, préalables à la pisolitisation sont concomitantes de la transformation de la gibbsite en boehmite; en revanche les déferruginisations entraînent une déstabilisation de la boehmite, suivie d'une néoformation de gibbsite.

4 - LA DISTRIBUTION VERTICALE DES FACIES.

Toutes ces transformations ont amené à distinguer deux types de formations bauxitiques initiales (bauxite isaltéritique et bauxite allotéritique) et un troisième type de dégradation (bauxite pisolitique) auquel est associé, de manière ultime, une cuirasse argilo-ferrugineuse. Et chaque profil de ces formations présente *verticalement* des *successions normales* ou *des alternances* de faciès.

Ainsi dans une formation bauxitique isaltéritique *la succession normale* correspond au passage de la roche à une isaltérite gibbsitique puis à une cuirasse à faciès isaltéritique. Dans une formation bauxitique allotéritique se succèdent une isaltérite kaolinitique, une allotérite kaolinitique, une cuirasse à faciès granulaire, puis une cuirasse à faciès poreux et vacuolaire.

Mais le plus souvent les profils sont complexes, avec *alternances* d'horizons faisant passer d'un faciès allotéritique à un faciès isaltéritique, ou de l'un de ces faciès à un faciès de dégradation (nodulaire ou pisolitique).

Ces successions et alternances réflètent les modes d'altération et les modes de transformations des altérites et des cuirasses, marqués par les conditions morphoclimatiques, au cours de l'histoire géologique des profils.

5 - L'EVOLUTION DES MODELES ET LA DISTRIBUTION LATERALE DES FACIES.

Il a déjà été montré que les dégradations intervenant dans les altérites et les cuirasses, lorsqu'elles sont placées en "déséquilibre pédobioclimatique" engendre des transformations structurales, minéralogiques et géochimiques. Les transferts de matières internes qui concourent à l'enfoncement géochimique des profils, ou à l'exportation des produits de dégradation, provoquent d'importantes réductions de volume. Ainsi il existe un lien causal entre les transformations des cuirasses et l'aplanissement des reliefs (MILLOT, 1977; BOULET *et al.*,1977; LEPRUN, 1977; NAHON *et al.*, 1977).

A l'échelle du passage les faciès s'organisent en *séquence latérale*, et l'on peut trouver pour un massif de l'amont à l'aval, la succession: *bauxites isaltéritique* ou *allotéritique, bauxite pisolitique* puis *cuirasse argilo-ferrugineuse*. Cette distribution nous a conduit à proposer des interprétations de la genèse de ces formations et de l'évolution des modelés.

Le développement de cette séquence de faciès correspond, s'il y a maintien des conditions de bauxitisation, à l'installation et à la permanence sur un relief, d'une *séquence de milieux géochimiques* qui délimitent plusieurs domaines:

. *un domaine d'allitisation*, directe ou indirecte, sur les sommets où se formeront des faciès initiaux: une bauxite isaltéritique ou une bauxite allotéritique;

. *un domaine de transformation* sur les versants où ces bauxites initiales à gibbsite et hématite évolueront en bauxite à boehmite et hématite.

. *un domaine d'accumulation argileuse* dans les *zones de piémont* dont la progression vers l'amont déterminera la formation au pied des versants et dans les horizons inférieurs, *d'un domaine de nodulation et pisolitisation*.

Le développement et la permanence de ces domaines vont dépendre de la dynamique de la nappe, et donc, du niveau de base hydrographique local. Ainsi, pour une formation bauxitique initiale trois cas d'évolution peuvent être envisagés.

a) L'évolution géochimique continue en l'absence d'incision.

En l'absence d'incision du modelé, le niveau phréatique qui commande l'enfoncement géochimique du profil sur l'interfluve, atteint son équilibre avec le niveau de base.

. Le domaine de pisolitisation s'étend de l'aval à l'amont et modèle ainsi, au flanc de l'interfluve, un *premier aplanissement géochimique* à bauxite pisolitique.

. Ensuite, la déferruginisation des pisolites et la mise en solution de l'alumine réalisent un nouveau cuirassement et un *deuxième aplanissement géochimique* à un niveau inférieur: la cuirasse argilo-ferrugineuse des reliefs "intermédiaires".

De ces évolutions, résulte une distribution latérale des faciès en relation avec le nouveau modelé. Ainsi une séquence complète présenterait, de l'amont vers l'aval: *une bauxite isaltéritique* ou *bauxite allotéritique, une bauxite pisolitique, une cuirasse argilo-ferrugineuse.*

b) L'évolution géochimique en présence d'une incision progressive et modérée.

Au cours de l'évolution géochimique précédente, une incision progressive et modérée du modelé provoquera un enfoncement concomitant du niveau de base. Et le niveau phréatique va osciller au voisinage des conditions d'équilibre.

.*Le domaine d'allitisation* persiste sur l'interfluve et s'étend vers l'aval. Mais dans ce cas, l'allitisation serait le plus souvent indirecte. Le profil s'épaissit avec formation de *bauxite allotéritique.*

. Les horizons inférieurs indurés peuvent régulièrement être soumis aux conditions de *dégradation interne.* Et les bauxites allotéritiques formées, à faciès granulaire puis poreux et vacuolaire, peuvent évoluer en bauxite à faciès nodulaire.

. *Le domaine de pisolitisation* se déplace aussi vers l'aval, en suivant l'incision progressive du modelé. Bauxite pisolitique et cuirasse argilo-ferrugineuse pourront former des cuirasses de pentes à faciès mixte.

c) L'évolution géochimique en présence d'une incision brusque et profonde.

A chaque instant, les évolutions continue ou progressive précédentes peuvent être interrompues par un enfoncement brusque et profond du niveau de base. Il en résulte, sous réserve du maintien des autres facteurs de bauxitisation:

. *une permanence* du domaine d'allitisation, le plus souvent directe, et un épaississement des profils cuirassés avec formation de *bauxite isaltéritique;*

. mais aussi *une extension* de ce domaine d'allitisation sous les horizons de cuirasses nodulaires et de cuirasses pisolitiques qui apparaissent ainsi, dans les profils ou en surface des profils, comme fossile d'un état du modelé, où, niveau de base et niveau phréatique étaient en équilibre.

Sur roches acides, riches en alumine et pauvres en fer, seule cette évolution pourrait concourir à la formation d'un gisement.

6 - CONCLUSION.

Les transformations mises en évidence dans les bauxites latéritiques, montrent que *la formation des bauxites, leur évolution, leur dégradation, n'est pas un phénomène spécifique d'une époque*. Si l'histoire des profils observés a commencé sur la surface d'aplanissement Eocène, elle se poursuit actuellement. En effet, depuis cette époque, et au gré des fluctuations des niveaux de base régionaux, sous l'influence des mouvements tectoniques et des variations climatiques qui ont affecté cette partie de l'Afrique de l'Ouest, se sont développées, succédées, surimposées des séquences géochimiques. Les alternances de faciès témoignent de la complexité de cette histoire. Et les formations bauxitiques que l'on observe actuellement sont un état de cette évolution fixée dans le paysage par les incisions récentes.

BIBLIOGRAPHIE

ADJONOHOUN(E.), 1964 - Végétation des savanes et des rochers découverts en Côte d'Ivoire. *Mém. O.R.S.T.O.M.*, Paris,7: 178 p.

ALEXANDER(L.T.), CADY(J.G.), 1962 - Genesis and hardening of laterite in soils. Soil Conserv. Serv., U.S. Dep.Agric, 1282.

ALEXANDER(L.T.), HENDRICKS(S.B.), FAUST(G.T.), 1941 - Occurrence of gibbsite in some soil forming materials.*Soil Sci.Soc.Amer.Proc.*, 6: 52-57.

ALLEN(V.T.), 1948 - Formation of bauxite from basaltic rocks of Oregon. *Econ.Geol.* 43, 8 : 619-625.

ALLEN(V.T.), 1952 - Petrographic relations in some typical bauxite and diaspore deposits. *Bull.Geol.Soc.Amer.* 63:649-688.

ARNOULD(M.), 1961 - Etude géologique des migmatites et des granites précambriens du nord-est de la Côte d'Ivoire et de la Haute-Volta méridionale. *Dir.Geol.Prosp.Min.*, Abidjan: 175 p.

AVENARD(J.M.), 1971 - Aspect de la géomorphologie. *in Le Milieu naturel de la Côte d'Ivoire. Mém.O.R.S.T.O.M.*, Paris, 50: 11.72

BALASUBRAMANIAM(K.S.), 1978 - Mineralogy, geochemistry and genesis of certain profiles from Western India. Congr.Int. I.C.S.O.B.A. 4, Athènes, 1: 35-76.

BANERJI(P.K.), 1965 - Bauxite in Kashipur Tahsil, Koraput District Orissa. *Indian Miner.*, 19, 2: 175-182.

BARANY(R.); KELLEY (K.K.), 1961 - Heats and free energy of formation of gibbsite, kaolinite, halloysite, and dickite. *U.S. Bur. Min., R.I.* 5825: 13 p.

BARDOSSY(G.), 1958 - The geochemistry of Hungarian bauxites.*Act.Geol. Acad. Sc. Hunga*, Budapest, 2 : 104-155.

BARDOSSY(G.), 1982 - Karst bauxites.Bauxite deposits on carbonate rocks. Elsevier Ed., Developments in Econ.Geol.,14, 441 p.

BAUER(M.), 1898 - Uber die Natur des Laterits.*Peterm.Mitt*,44: 280-283

BAULIG(H.),1952 - Surfaces d'aplanissements.*Ann.Geogr.*,61: 161-183 et 245-262.

BELINGA(S.E.),1968- Etude pétrographique des bauxites du Ngaoundal et de Minim-Martap dans l'Adamaoua(Cameroun). *Ann.Fac.Sc.*,Yaoundé, 1: 55-68.

BELINGA(S.E.), 1972 - L'altération des roches basaltiques et le processus de bauxitisation dans l'Adamaoua (Cameroun). Thèse Doct.Sc., Paris, 571 p.

BEMMELEN(Van R.W.), 1941 - Origin and mining of bauxite in Netherlands India. *Econ.Géol.*, 36: 630 - 640.

BENESLAVSKY(S.I.), 1963 - Minéralogie de bauxites. Critères d'évaluation de la qualité et des propriétés technologiques des minerais bauxitiques d'après leur composition. Moscou, *Gosgeolvekhizdat.*, 170 p. (Traduct. B.R.G.M. n° 4706).

BERNARD(C.), 1978 - Composition isotopique des minéraux secondaires des bauxites. Problèmes de Genèse. Doct.3ème Cycle, Paris, 112 p.

BESAIRIE(H.), 1936, - Les bauxites de la Côte d'Ivoire. S.G.P.M., Dakar, (inédit), 3 p.

BESSOLES(B.), 1977 - Géologie de l'Afrique. Le craton ouest africain. *Mém. B.R.G.M.*, 88: 402 p.

BILDGEN(P.), 1973 - Contribution à l'étude de la genèse et de l'évolution des bauxites karstiques de Provence: géologie, minéralogie, géochimie des formations bauxitiques des Alpilles. Doct. 3ème cycle Paris, 134 p.

BLOT(A.), 1980 - L'altération climatique des massifs de granite du Sénégal. *Trav.et doc.*,O.R.S.T.O.M., Paris, 114, 434 p.

BOCQUIER(G.), 1971 - Génèse et évolution de deux toposéquences de sols tropicaux du Tchad. Interprétation biogéodynamique. Th.Doct.Sc., Strasbourg et *Mém.O.R.S.T.O.M.*, 1973, 62, 350 p.

BOCQUIER(G.), 1976 - Synthèse et perspectives: migrations et accumulations de l'aluminium et du fer.*Bull.Soc. Géol. France*, 17, 1: 69-74.

BOCQUIER(G.), 1979 - Les structures d'accueil et les mécanismes d'accumulation de matière dans les paysages. Modèles expérimentaux correspondants. *Sci.Géol.*,Strasbourg, 53: 19-21.

BOCQUIER(G.), BERNARD(C.), BOULAD(A.P.), 1979 - Utilisation des isotopes stables et radioactifs pour la détermination des conditions anciennes et des vitesses de l'altération. *Sc.du Sol, Bull. A.F.E.S.*, 2-3: 137-147.

BOCQUIER(G.), BOULANGE(B.), ILDEFONSE(P.), NAHON(D.), MULLER(D.), 1982- Transfers, accumulation modes, mineralogical transformations and complexity of historical in lateritic profiles. Int. Symp. Lateriting, Proc., 2, Sao Paulo, 9 p.

BOCQUIER(G.), NALOVIC(L.J.),1972 - Utilisation de la microscopie électronique en pédologie. *Cah.O.R.S.T.O.M.*, Sér.Pédol.Paris, 10, 4: 411-434.

BONHOMME(M.), 1962 - Contribution à l'étude géochronologique de la plateforme ouest africaine. *Ann.Fac.Sci.Clermont* , n°5.

BONIFAS(M.), 1959 - Contribution à l'étude géochimique de l'altération latéritique. *Mém.Serv.Carte géol.Als.Lorr.*,17, 153 p.

BONVALLOT(J.); BOULANGE(B.), 1970 - Note sur le relief et son évolution dans la région de Bongouanou (Côte d'Ivoire). *Cah.O.R.S.T.O.M. Sér.Géol.*, Paris, 2,2: 171-184.

BOUIGE(L.), 1943 - Notice explicative sur la feuille Bouaké-Ouest. Carte géologique de reconnaissement à 1'échelle du 500.000 ème. Levées effectuées de 1934 à 1936. *Gouv.Gén.Afr.Occid.Fr.*,Dakar, 29 p.

BOULANGE(B.), 1970 - Le massif basique de 1'Oroumbo-Bocca (Côte d'Ivoire) et sa cuirasse bauxitique.*Cah. O.R.S.T.O.M., Sér.Géol.*,Paris, 2, 185-203.

BOULANGE(B.), 1973 - Carte des niveaux cuirassés de la région des Monts Kokoumbo et Alebouma.(Côte d'Ivoire). Rapp. O.R.S.T.O.M., Abidjan, Multigr., 10 p.

BOULANGE(B.), 1973 - Influence de la Géomorphologie sur le genèse des bauxites latéritiques. Congr. Int. I.C.S.O.B.A., 3, Nice: 215-221.

BOULANGE(B.), CARN(M.), 1971 - Prospection électrique appliquée à 1'étude des cuirasses en Côte d'Ivoire. Rapport O.R.S.T.O.M., Abidjan, multig., 14 p.

BOULANGE(B.), DELVIGNE(J.), ESCHENBRENNER(V.), 1973 - Descriptions morphoscopiques, géochimiques et minéralogiques des faciès cuirassés des principaux niveaux géomorphologiques de Côte d'Ivoire. *Cah.O.R.S.T.O.M., Sér.Géol*, Paris, 5, 1: 59-82.

BOULANGE(B.), ESCHENBRENNER(V.), 1971 - Note sur la présence de cuirasses témoins des niveaux bauxitique et intermédiaire (Plateau de Jos-Nigéria). *Bull. A.S.E.Q.U.A.*, 31: 83-92.

BOULANGE(B.), PAQUET(H.), BOCQUIER(G.), 1975 - Le rôle de l'argile dans la migration et l'accumulation de l'alumine de certaines bauxites tropicales. *C.R.Acad. Sc.*,Paris, 280, D: 2183-2186.

BOULET(R.), 1968 - Etude pédologique de la Haute-Volta, région Centre-Nord. Rapport O.R.S.T.O.M., multigr., 312 p.

BOULET(R.), 1970 - La géomorphologie et les principaux types de sols en Haute-Volta septentrionale. *Cah. O.R.S.T.O.M.*, Sér. Pédol., 8, 3: 245-271.

BOULET(R.), 1974 - Toposéquences de sols tropicaux en Haute-Volta.Equilibre et déséquilibre paléobioclimatique. Th.Doct.Sc.,Strasbourg et *Mém. O.R.S.T.O.M.*, 1978, 85, 272 p.

BOULET(R.), BOCQUIER(G.), MILLOT(G.), 1977 - Géochimie de la surface et formes du relief. I-Déséquilibre pédobioclimatique dans les couvertures pédologiques de l'Afrique Tropicale de l'Ouest et son rôle dans l'aplanissement des reliefs. *Sci.Géol.*,Strasbourg, 30,4: 235-243.

BREWER(R.), 1964 - Fabric and mineral of soils. John WILEY and SONS, N.Y. 470 p.

BRUCKNER (W.D.), 1957 - Laterite and bauxite profiles of West Africa as an index of rhytmical climatic variations in the tropical belt. *Eclogae Geol.Helvetiae*, 50, 2: 238-256.

BUSHINSKYJ(G.I.), 1964 - A hypothesis on the lateritic sedimentary origin of bauxite. Intern.Geol.Congr., 22, New-Dehli, 14: 102-115.

CAMPBELL(J.M.), 1917 - Laterite: its origin, structure and minerals. *Min.Mag.*, 17 : 67-77, 120-128, 171-179, 220-229.

CARROLL (D.), 1970 - Rock weathering. Plenum. Press Ed., 203 p.

CHATELIN(Y.), 1974 - *Les sols ferrallitiques*.Tome III : l'altération. *Initiat.Doc.Techn.*, O.R.S.T.O.M., Paris, 144 p.

CHESWORTH(W.), 1972 - The stability of gibbsite and boehmite at the surface of the earth. *Clays clay minerals*, 20: 369-374.

CHETELAT(de E.), 1938 - Le modelé latéritique de l'Ouest de la Guinée Française. *Revue Géogr. Phys.Géol. Dyn.*, 11: 5-120.

CLAISSE(G.), 1972 - Etude sur la solubilisation du quartz en voie d'altération. *Cah.O.R.S.T.O.M.* Sér.Pédol.,Paris, 10,2 : 97-122.

COOPER(W.G.G.), 1936 - The bauxite deposits of the Gold Coast. Gold Coast *Geol.Surv.Bull.*, 33 p.

CORBEL(J.), 1957 - L'érosion chimique des granites et silicates sous climats chauds.*Rev.géomorph. dynam.*, Paris, 1.2: 4-8.

CURMI(P.), 1979 - Altération et différenciation pédologique sur granite en Bretagne. Etude d'une toposéquence. Th.Doc.Ing.,Sci.du sol, I.N.R.A. Rennes, 176 p.

DELVIGNE(J.), 1965 - Pédogenèse en zone tropicale. La formation des minéraux secondaires en milieu ferrallitique. *Mém.O.R.S.T.O.M.*, 13, 177 p., Dunod, Paris.

DELVIGNE(J.), 1970 - Micromorphologie de l'altération des feldspaths et des minéraux ferromagnésiens sous climat ferrallitique. Comm. Sémin.Microsc.Sol, E.N.S.A., Grignon, 13 p.

DELVIGNE(J.), GRANDIN(G.), 1969 - Etudes des cycles morphogénétiques et tentative de chronologie paléoclimatique dans la région granitique de Toumodi en Côte d'Ivoire. C.R. Acad.Sc., Paris, 269, D, 15: 1372-1375.

D'HOORE(J.), 1954a- Clay mineral and gibbsite crystale as clues to the mode of formation of ancient sesquioxide accumulation zones. Congr.Intern. Sci. Soil, 5, Leopoldville, 4: 45-48.

D'HOORE(J.), 1954b - Accumulation des sesquioxydes libres dans les sols tropicaux. *I N E A C*, 62: 131 p.

DIXEY(F.), 1946 - Erosion and tectonics in the east africain rift system. *Quat.J.Geol.Soc.*, London, 102: 339-379.

DRESCH(J.), 1947 - Pénéplaines africaines. *Ann.Géogr.*, 56: 125-137.

ELDIN(M.), 1971 - Le milieu naturel de la Côte d'Ivoire. Le climat. *Mém. O.R.S.T.O.M.*, Paris, 50: 77-108.

ELDIN(M.), DAUDET(A.), 1968 - Carte des données pluviométriques de la Côte d'Ivoire. *Serv. carto.de l'O.R.S.T.O.M.*, Paris.

ERVIN(G.), OSBORN(E.F.), 1951 - The system Al_2O_3. H_2O. *J.Geol.*59: 381-394.

ESCHENBRENNER(V.), GRANDIN(G.), 1970 - La séquence de cuirasses et ses différenciations entre Agnibilekrou et Diebougou (Haute-Volta). *Cah. O.R.S.T.O.M., Sér. Géol.*, Paris, 2: 205-246.

ESWARAN(H.), YEOW YEW HENG, 1976 - The weathering of biotite in a profile on gneiss in Malaysia. *Geoderma*, 16: 9-20.

FAURE(H.), 1962 - Reconnaissance géologique des formations sédimentaires post paléozoïques du Niger Oriental. Th.Doct.Sc, Paris, 630 p.

FOUILLAC(C.), MICHARD(G.), BOCQUIER(G.), 1977 - Une méthode de simulation de l'évolution des profils d'altération. *Geoch. Cosmoch. Acta.*, 41: 207-213.

FOX(C.S), 1927 - Bauxite. Crosby.Lockwood, London, 312 p.

FOX(C.S.), 1936 - Buckanan's laterite of Malabar and Kanara. *Records Indian Geol.Survey*, 69: 389-422

FRANKEL(J.J.), BAYLISS (P.), 1966 - Ferruginised surface deposits from Natal and Zululand South.Africa. *Journ.sedim.Pétrol.*, 36, 1: 193-201.

FRIDLAND(V.M.), 1961 - Deux voies de formation des concrétions latériques (en russe). *Dok.Akad.nauk. S.S.S.R.*, Moscou, 137, n°5: 1202-1205. *Ch.Rech.Min*, 1961, 302: 10-11.

FRITZ(B.), TARDY(Y.), 1973 - Etude thermodynamique du système Gibbsite, Quartz, Kaolinite. Gaz carbonique application à la genèse des Podzols et des bauxites. *Bull.Sci. Géol.*, Strasbourg, 26,4: 339-367.

FRITZ(B.), TARDY(Y.), 1976 - Séquences des minéraux secondaires dans l'altération des granites et roches basiques, modèles thermodynamiques. *Bull.Soc. Géol. France*, 18,1 : 7-12.

GAC(J.Y.), 1979 - Géochimie du bassin du Lac Tchad. Bilan de l'altération, de l'érosion et de la sédimentation. Thèse Doct.Sc.Strasbourg.*Trav.et Doc.*O.R.S.T.O.M.,Paris, 1980, 123, 251 p.

GARBA(S.), 1980 - Formation de Gibbsite et de Kaolinite au cours de l'altération d'une amphibolite en milieu tropical ivoirien. D.E.A.,Paris 7, 40 p.

GARDNER(L.R.), 1970 - A chemical model for the origin of gibbsite from kaolinite. *Amer.Miner.*,55: 1380-1389.

GARRELS(R.M.), 1960 - Mineral equilibria at low temperature and pressure. Harpers and Brothers Ed.,New-York, 254 p.

GARRELS(R.M.), CHRIST(C.L.), 1965 - Solutions, minerals and equilibria. Harpers and Row Ed., New-York, 450 p.

GASTUCHE (M.C.), 1959 - Etude de l'altération de la kaolinite par divers agents chimiques.*Silic.Indust:* 1 -16.

GASTUCHE(M.C.), DELVIGNE(J.); FRIPIAT(J.J.), 1954 - Altération chimique des kaolinites. Congr.Int.Sci.Soil, 5, 2: 439-456.

GASTUCHE(M.C.), HERBILLON(A.), 1962 - Etude des gels d'alumine; cristallisation en milieu désionisé. *Bull. Soc.Chim.Fr.*,7:1404-1412.

GAVAUD(M.), 1966 - Etude pédologique du Niger Occidental.Rapport Général. Rapport O.R.S.T.O.M., multigr., 1, 248 p.

GENSE(C.), 1976 - L'altération des roches volcaniques basiques sur la côte orientale de Madagascar et à la Réunion. Thèse Doc. Sc., Strasbourg, 176 p.

GOLDICH(S.S.), 1938 - A study in rock-weathering. *J.Geol.*46: 17-58.

GOLDMAN(M.I.), TRACEY(J.I.),1946 - Relations of bauxite and kaolin in the Arkansas Bauxite deposits. *Econ.Geol.*: 573-575.

GORDON(M.), TRACEY(J.I.), ELLIS(M.W.), 1958 - Geology of the Arkansas bauxite region. *U.S.Geol.Surv. Profess.Papers*, 299, 268 p.

GRANDIN(G.), 1968 - Les niveaux cuirassés dans la région de Blafo-Gueto. Congr. W.A.S.A.,6, Abidjan, 14 p.

GRANDIN(G.), 1973- Aplanissements cuirassés et enrichissement des gisements de manganèse dans quelques régions d'Afrique de l'Ouest. *Th. Doc. Sc.*, Strasbourg, et *Mém. O.R.S.T.O.M.*, 82: 275 p.

GRANDIN(G.), DELVIGNE(J.), 1969a. - Les cuirasses de la région birrimienne volcano-sédimentaire de Toumodi, jalons de l'histoire morphologique de la Côte d'Ivoire. *C.R.Acad.Sci.*,Paris, 269, D, 16: 1474-1477.

GRANDIN(G.), DELVIGNE(J.), 1969b- Traits généraux du réseau hydrographique dans la région du confluent Bandama-Nzi (Côte d'Ivoire).*Bull. A S E Q U A*, 23: 7-14.

GRANDIN(G.), HAYWARD(D.F.),1975- Aplanissements cuirassés de la péninsule de Freetown(Sierra-Leone).*Cah.O.R.S.T.O.M. Sér. Géol.*, Paris, 7,1: 11-16.

GRANDIN(G.), THIRY(M.), 1982 - Les grandes surfaces continentales tertiaires des régions chaudes. *Cah. O.R.S.T.O.M. Sér. Géol.*,Paris.

GRIFFITHS(J.M.), 1972 - Climates of Africa. Elsevier.

GRUBB(P.L.C.), 1966 - Some aspects of lateritisation in Western Australia. *J.R.Soc.West.Austr.*,49, 4: 117-124.

GRUBB(P.L.C.), 1970 - Mineralogy, geochemistry, and Genesis of the bauxite deposits on the Gove and Mitchell plateaux, Northen Australia. *Mineral.deposita*, Berlin, 5: 248-272.

GRUBB (P.L.C.), 1973 - High level and low level bauxitization: a criterion for classification. *Min.Sci.Engng.* 5, 3: 219-231.

GUILLAUMET(J.L.); ADJONOHOUN(E), 1971 - La végétation de la Côte d'Ivoire in *Le Milieu naturel de la Côte d'Ivoire. Mém. O.R.S.T.O.M.*, Paris, 50: 391 p.

HARDEN(G.), BATESON(J.), 1963 - A geochemical approach to the problem of bauxite genesis in British Guiana. *Econ.Geol.*,58, 8: 1301-1308.

HARDER(E.C.), 1949 - Stratigraphy and origin of bauxite deposits. *Geol.Soc.America Bull*, 60: 887-908.

HARRASOWITZ(H.), 1926 - Laterit. *Fortschr.Geol.Paleontol.*,4: 253-566.

HARRISON(J.B.), 1934 - The Katamorphism of igneous rocks under humid tropical conditions. Imp.Bur.Soil Sci., Harpenden, 79 p.

HELGESON(H.C.), 1968 - Evaluation of irreversible reactions in geochemical processes involving minerals and aqueous solution. I. Thermodynamic relations. *Geochim. Cosmochim.Acta*, 32: 853-877.

HELGESON(H.C.), GARRELS(R.M.), MACKENZIE(F.T.), 1969 - Evaluation of irreversible reactions in geochemical processes involving minerals aqueous solutions- II. Aplications .*Geochim. Cosmochim. Acta.*, 33: 455-481.

HEM(J.D.), ROBERSON(C.E.), 1967 - Form and stability of Aluminium hydroxide complexes in dilute solution. *Geol. Surv. Water supply Pap.* 1827 A; 55 p.

HERBILLON(A.), GASTUCHE(M.C.), 1962 - Synthèse et genèse l'hydrargillite. *C.R. Acad.Sc.*, Paris, 254: 1105-1107.

HERVIEU(J.), 1968 - Contribution à l'étude de l'alluvionnement tropical. Mém. O.R.S.T.O.M., Paris, 24, 465 p.

HIERONYMUS(B.), 1980 - Bauxites latéritiques et bauxites karstiques. Divergences examinées au moyen de quelques modèles africains et provençaux. Congr.Nat.Soc. Sav., 105, Caen,2: 167-177.

HOSE(H.R.), 1960 - The genesis of bauxites. The ores of aluminium. Congr. Intern., 21, Norden, 16: 237-247.

HUANG(W.H.), KELLER(W.D.), 1972 - Geochemical mechanics of the dissolution transport and deposition of aluminium in the zone of weathering. *Clays and Clay Miner.*,G.B.,20: 69-74.

ILDEFONSE(P.), 1978 - Mécanismes de l'altération d'une roche gabbroïque du Massif du Pallet (Loire Atlantique) Doct.3ème cycle, Poitiers, 142 p.

JACKSON(M.L.), 1965 - Clay transformation in soil genesis during the quaternary. *Soil Sci.*, 99: 15-22.

JEPSEN(K.), SCHELLMANN(W.), 1974 - Uber den stoffbestand und die Bildungsbedingunger der Bauxitlagerstätte Weipa/Australien. *Geol.Jahrb*, D, 7: 19-106.

JONES(H.A.), 1965 - Ferruginous oölites and pisolites. *Journ. Sedim. Petrol.*, 35, 4: 838-845.

KELLER(W.D.), 1964 - The origin of high-alumina clay minerals: a review. Ingerson E. *et al.*, *Clays and clay minerals*, New-York: 129-151.

KENNEDY(G.C.), 1959 - Phase relations in the system Al_2O_3-H_2O at high temperatures and pressures. *Amer. J. Sc.*, 257:563-573.

KING(L.C.),1948 - On the Ages of African land surfaces, *Quart.Journ. Geol.Soc.*, 104: 439-459.

KING(L.C.), 1953 - Canons of landscape evolution. *Bull.Geol.Soc.Amer.*, 64: 721-752.

KING(L.C.), 1962 - Morphology of the earth. Oliver and Boyd Ed., London, 725 p.

KISELEV(L.I.), 1974 - Clastic material in Bauxites from the Mugodzhar Deposits. *Litol.Poleznye*, Iskopaemye, 1: 120-123.

KITTRICK (J.A.), 1969 - Soil minerals in the Al_2O_3-SiO_2-H_2O system and a theory of their formation.*Clays and Clay Miner*, 17: 157-167.

KORSHINSKI(D.S.), 1959 - Physicochemical Basis of the Analysis of the Paragenesis of Minerals. Consultants Bureau, New York, 142 p.

KOSTER(H.M.), 1961 - Comparaison entre quelques méthodes pour l'examen des processus géochimiques qui se déroulent au cours de l'altération géochimique des roches. *Beitr.Mineral.Petrogr.*,8,2: 69-83 (trad. B.R.G.M. n° 4026).

KRAUSKOPF(K.B.), 1959 - The geochemistry of silica in sedimentary environments. *Soc.Econ.Pal.Min.*,Spec.Public., 7: 4-19 .

LACROIX(A.),1913- Les latérites de la Guinée et les produits d'altération qui leur sont associés. *Nouv.Arch. Mus.*, 5, 5: 255-356.

LACROIX(A.), 1923 - Minéralogie de Madagascar, 3, Altération des roches, Paris, 450 p.

LAJOINIE(J.P.) , BONIFAS(M.), 1961 - Les dolérites du Konkoure et leur altération latéritique. Guinée. Afrique Occidentale.*Bull.B.R.G.M.*, Paris, 2: 1-34.

LAJOINIE(J.P.); LAVILLE(P.), 1980 - Inventaire des formations bauxitiques du Midi de la France. *Ann. Mines*, 7-8: 155-166.

LAMOTTE(M.), ROUGERIE(G.), 1952a - Coexistence de trois types de modelés dans les chaines quartzitiques du Nimba et de Simandou(Hte Guinée Française).*Ann.Géographie*, 328, 61: 432-442.

LAMOTTE(M.), ROUGERIE(G.), 1952b - Nature et origine du relief de la dorsale guinéenne. *C.R. Acad.Sc.*, Paris, 235: 1144-1146.

LAMOTTE(M.), ROUGERIE(G.), 1961 - Les niveaux d'érosion intérieure dans l'Ouest Africain. *Recherches Africaines*, Konakry, 4: 51-70.

LECLERC(J.C.); LAMOTTE(M.); RICHARD-MOLARD(J.), 1969 - Niveaux et cycles d'érosion du Mont Nimba (Haute Guinée Française). *C.R. Acad.Sc.*, Paris, 228: p.1510.

LECLERC(J.), RICHARD-MOLARD(J.), LAMOTTE(M.), ROUGERIE(G.), PORTERES(R.), 1955 - La réserve naturelle du mont Nimba Fasc.3: La chaîne du Nimba. Essai géographique. *Mém.Inst.Fr.Afr.noire*, Sénégal,43, 271 p.

LELONG(F.), 1969 - Nature et genèse des produits d'altération de roches cristallines sous climat tropical humide (Guyane Française). *Mém.Sci.de la Terre*, Nancy, 14, 188 p.

LELONG(F.), TARDY(Y.), GRANDIN(G.), TRESCASES (J.J.), BOULANGE(B.),1976 - Pedogenesis, cheminal weathering and processes formation of saine supergène deposits.in Handhook of strata bound and stratiforme ore deposits. 3. Supergène and superficial ore deposits Ed.K.W. Wolf, Elsevier, New York: 93-173.

LENEUF(N.), 1959 - L'altération des granites calco-alcalins et des granodiorites en Côte d'Ivoire forestière et les sols qui en sont dérivés. Th.Doct.Sci.,Paris, 210 p.

LENEUF(N.), 1972 - Aspects microscopiques de la surface des grains de quartz du continental terminal de Côte d'Ivoire.*Cah. O.R.S.T.O.M., Sér.Géol.*, Paris, 4, 1: 53-65.

LEPERSONNE(J.), 1956 - Les aplanissements d'érosion du N.E.du Congo Belge et des régions voisines.*Acad.Roy.Sc.Coloniales*,4, 7: 1-110.

LEPERSONNE(J.), 1958 - Mise au point concernant la note de M.R.V. Ruhe intitulée "Erosion surfaces of the Ituri Belgian Congo. Reply to J. Lepersonne". *Bull.Acad.Roy.Sci.Colon*, 4, 2: 384-407.

LEPRUN(J.C.), 1969 - Evolution géomorphologique de la vallée du Sourou et de ses bordures voltaïques. Travaux d'études et de recherches, Dakar, multig. 50 p.

LEPRUN(J.C.), 1977 - Géochimie de la surface et formes du relief. IV. La dégradation des cuirasses ferrugineuses. Etude et importance du phénomène pédologique en Afrique de l'Ouest. *Sér.Géol.*,Strasbourg, 30, 4: 265-273.

LEPRUN(J.C.), 1979 - Les cuirasses ferrugineuses des pays cristallins de l'Afrique Occidentale sèche. Genèse- Transformations- Dégradation.Th.Doct.Sc.Strasbourg et *Mém.Sc.Géol.*,Strasbourg, 58,224 p.

MACKENZIE(S.T.), GEES(R.), 1971 - Quartz: synthesis at Earth surface conditions. *Science*, New-York, 173: 533-534.

MAIGNIEN(R.), 1958 - Le cuirassement des sols en Guinée. *Mém.Serv. Carte.Geol.Als.Lorr.*, Strasbourg, 16, 239 p.

MAIGNIEN(R.), 1966 - Compte rendu de recherches sur les latérites. Col.Rech.Rers. Nat., U.N.E.S.C.O., Paris, 4, 155 P.

MEAD(W.J.), 1915 - Occurrence and origin of the bauxite deposits of Arkansas. *Econ.Geol.*, 10 : 28-54.

MEUNIER(A.), 1977 - Les mécanismes de l'altération des granites et le rôle des microsystèmes. Etude des arènes du massif granitique de Parthenay (Deux-Sèvres). Th.Doc.Sci. et *Mém.Soc.Geol.France*, 140, 1980, 80 p.

MICHEL(P.), 1959 - L'évolution géomorphologique des bassins du Sénégal et de la Haute Gambie. Ses rapports avec la prospection minière.*Rev.Géomorph.dyn.* 10, 5-12: 117-143.

MICHEL(P.), 1970 - Les bassins des Fleuves Sénégal et Gambie. Etude Géomorphologique. *Th.Doct.Sc.*, Strasbourg, et *Mém. O.R.S.T.O.M.*, Paris, 1973, 3 vol: 752 p.

MILLOT(G.), 1964 - Géologie des argiles.Masson Ed.,Paris, 499 p.

MILLOT(G.), 1980 - Les grands aplanissements des socles continentaux dans les pays subtropicaux, tropicaux et désertiques.*Mém.h.sér. Soc.Géol.France*, 10: 295-305.

MILLOT(G.), BONIFAS(M.), 1955 - Transformations isovolumétriques dans les phénomènes de latérisation et de bauxitisation. *Bull.Serv. Carte.géol.Als. Lorr.*, Strasbourg, 8: 3-10.

MILLOT(G.), FAUCK(R.), 1971 - Sur l'origine de la silice des silicifications climatiques et des diatomites quaternaires du Sahara. *C.A. Acad. Sci.*, Paris, 272, D, 1: 4-7.

MILLOT(G.), LUCAS(J.), PAQUET(H.), 1965 - Evolution géochimique par dégradation et aggradation des minéraux argileux dans l'hydrosphère. *Geol. Rundsch.*, 55: 1-20.

MOREY(G.W), FOURNIER(R.O), ROWE(J.J.), 1962 - The solubility of quartz in the temperature interval from 25°C to 300° C.*Geochim. Cosmochim. Acta*, London, 26: 1029-1043.

MPIANA(K.), 1980 - Contribution à l'étude des profils bauxitiques de Côte d'Ivoire et du Cameroun. Relations entre les microstructures et la minéralogie. Thèse spécial., Marseille St-Jérôme, 187 p.

MULLER(D.), BOCQUIER(G.), NAHON (D.), PAQUET(H.), 1981 - Analyse des différenciations minéralogiques et structurales d'un sol ferrallitique à horizons nodulaires du Congo. *Cah. O.R.S.T.O.M., Sér. Pédol.*, Paris, 18, 2 : 87-109.

NAHON(D.), 1976 - Cuirasses ferrugineuses et encroûtements calcaires du Sénégal occidental et en Mauritanie. Systèmes évolutifs: géochimie, structures, relais et coexistence.Th.Doc.Sc.,Strasbourg, *Mém.Sci.Géol.*, 44, 232 p.

NAHON(D.), DEMOULIN(D.), 1971 - Contribution à l'étude des formations cuirassées du Sénégal Occidental (Pétrographie, morphologie et stratigraphie relative. *Rev. Geogr. Phys. Geol.Dyn.*, 13, 1:35-54.

NAHON(D.), JANOT(C.), KARPOFF(A.M.), PAQUET(M.), TARDY(Y.), 1977 Mineralogy, petrography and structures of iron crusts (ferricretes) developped onsandstones in the western part of Senegal. *Geoderma*, 19: 263-277.

NAHON(D.), MILLOT(G.), 1977 - Géochimie de la surface et formes du relief. V. Enfoncement géochimique des cuirasses ferrugineuses par épigénie du manteau d'altération des roches mères gréseuses. Influence sur le paysage. *Sci.géol.*, Strasbourg, 30, 4: 275-282.

NAUMOV(G.B.), RYSHENKO(B.N), KHODAKOVSKI(I.C.), 1971 - Hand book of thermodynamic values.*Atomizdat*.Moscou.

NICOLAS(J.), BELINGA(S.), 1969 - Contribution à l'étude de l'origine et de l'évolution des bauxites de l'Adamaoua (Cameroun).*C.R.Acad. Sci.*Paris, 268,D : 1157-1160.

NICOLAS(J.), BILDGEN(P.), 1972 - Observations sur le genèse des pisolites des formations bauxitiques à mur karstique du S.E. de la France, en liaison avec les phénomènes de déferrification qui les affectent. Exemple des Alpilles (Bouches du Rhône). *C.R.Acad.Sci.*, Paris, 274.D., 26 : 3496-3499.

NOVIKOFF(A.), 1974. Altération des roches dans le Massif du Chaillu (République Populaire du Congo). Formation et évolution des argiles en zone ferrallitique. Th.Doct.Sc., Strasbourg, 297 p.

NOVIKOFF(A.), TSAWLASSOU(G.), GAC(J.Y.), BOURGEAT(F.), TARDY(Y.), 1972 - Altération des biotites dans les arènes des pays tempérés, tropicaux et équatoriaux. *Sc.Geol.*,Strasbourg, 25, 4: 287-304.

PALLISTER(J.W.), 1952 - Erosion levels and laterite in Buganda Province Uganda. Internat.Géol.Cong, 19, Alger, 21 : 193-199.

PARKS(G.A.), 1972 - Free energies of formation and aqueous solubilities of aluminium, hydroxides and oxide-hydroxides at 25°C. *Am.Miner.*, 57: 1163-1189.

PARRON(C.), MPIANA(K.), 1983 - Aluminous hydroxyde minerals genesis by transformation of amorphous compounds in lateritic bauxite.*Am. Min.*(à paraître).

PATTERSON(S.H.), 1967 - Bauxite reserves and potential aluminium ressources of the world. *Geol.Surv.*Washington, 1228, 176 p.

PEDRO(G.), 1961- Genèse de minéraux argileux par lessivage des roches cristallines au laboratoire. Coll.Intern. C.N.R.S., 105: 99-107.

PEDRO(G.), 1964 - La genèse des hydroxydes d'aluminium par altération expérimentale des roches cristallines et le problème des latérites. Intern.Geol.Congr., 22, New Delhi, 14: 1-13.

PEDRO(G.), 1966 - Essai sur la caractérisation géochimique des différents processus zonaux résultant de l'altération des roches superficielles (cycle alumino-silicique). *C.R. Acad.Sc.*, Paris, 262 D: 1828-1831.

PEDRO(G.), 1968 - Distribution des principaux types d'altération chimique à la surface du globe. Présentation d'une esquisse géographique. *Revue Géogr.Phys.Géol.Dyn.*, Paris, 10, 5: 457-470.

PEDRO(G.), BERRIER(J.), 1966 - Sur l'altération expérimentale de la kaolinite et sa transformation en boehmite par lessivage à l'eau. *C.R.Acad.Sci.*, Paris, 262: 729-732.

PEDRO(G.), BERRIER(J.), TESSIER(D.), 1970 - Recherches expérimentales sur l'altération "allitique" des argiles dioctaédriques de type kaolinite et illite. *Bull.Groupe franç.arg.*, 22: 29-54.

PELTRE(P.), 1972 - Recherches cartographiques régionales pour l'étude du contact forêt savane dans le sud du V Baoulé. *Rapp.O.R.S.T.O.M.*, Paris, multigr. 87 p.

PETITJOHN(F.J.), 1957 - Sedimentary Rocks. Harper Row Ed., New York:718 p.

PION(J.C.), 1979 - L'altération des massifs cristallins basiques en zone tropicale sèche. Etude de quelques toposéquences en Haute Volta. Thèse Doct. Sc., Strasbourg, 220 p.

POLZER(W.L.), HEM(J.D), 1965 - The dissolution of kaolinite. *J. Geophys. Res.*, 70 : 6231-6240.

PREEZ (J.W.du.), 1954 - Notes on the occurence of oolites and pisolites in Nigerian laterites. Congr.Geol.Int., 19, Alger, 21: 163-169.

PROUST(D.), 1976 - Etude de l'altération des amphibolites de la roche l'Abeille: évolutions chimiques et minéralogiques des plagioclases et des hornblendes. Doct. 3ème cycle, Poitiers, 85 p.

PUGH(J.C.), 1954 - High level surfaces in the Eastern Highlands of Nigeria. *Soc.Afr. Geog.Journ.*, 36: 31-42.

PUGH(J.C.), 1966 - The landforms of the low latitudes.in Dury (Gh.)"Essays in geomorphologie", Elsevier, New York: 121-138.

RADIER(H.), 1959 - Le Précambrien saharien au Sud de l'Adrar des Iforas. Le bassin crétacé et tertiaire de Gao. Contribution à l'étude géologique du Soudan oriental. Thèse Doct.Sci, Strasbourg, 1957, et *Bull.Serv.Prosp.Min.*, AOF, 26, 556 p.

RAUPACH(M.), 1962 - Solubility of simple aluminium compounds expected in soils. I-Hydroxide and oxy hydroxide. *Austr.J. Soil.Res.*, 1, 1: 28-35.

RIOU(G.), 1966 - Les sols en pays Baoulé. Utilisation. Possibilités de mise en valeur. Thèse 3ème cycle, Strasbourg,multigr. T.1., 77p. T.2, 167 p. T3, 79p.

ROBIE(R.A.) , WALDBAUM(D.R.), 1968 - Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298°15 K (25°C) and one atmosphere (1013 bars) pressure and at higher temperatures. *Geol.Serv.*, Washington, 1259, 256 p.

ROCCI(G.), 1965 - Essai d'interprétation de mesures géochronologiques La structure de l'Ouest Africain. *Colloque de Géochron.*,Nancy, 1965. *Sc.de la Terre*, Nancy, 10, *n°* -3-4: p. 461-478.

ROOSE(E.), 1980 - Dynamique actuelle de sols ferrallitiques et ferrugineux tropicaux d'Afrique Occidentale. Thèse, Orléans,587 p.

ROSSINI(F.D.), WAGMAN(D.D.), EVANS (W.H.), LEVINE(S.), JAFFE(I.), 1952 - Selected values of chemical thermodynamic properties. National Bureau of Standards, Circ.500, 1268 p.

ROUGERIE(G.), 1960 - Le façonnement actuel des modelés en Côte d'Ivoire forestière. *Mém.Inst.Fr.Afrique noire*, Dakar, n°58; 542.

ROUGERIE(G.), 1964-1967 La Côte d'Ivoire. *Coll. Que sais-je?*, 1137, PUF, Paris: 128 p.

ROUTHIER(P.), 1963 - Les gisements métallifères. Masson. Paris.

ROY CHOWDHURY(R.), 1958 - Bauxite in Bihar, Madhya Pradesh, Windhya Pradesh, Madhya Bharat and Bopal. *Mem.Geol.Surv.India*, 18: 1- 271.

ROY CHOWDHURY(M.K.), VENKATESH(V.); BANERJI(P.K.), 1969 - Genetic problems of Indian laterite and bauxite. *Ann.Inst.Geol.Publ.Hung.*, 3: 179-193.

SARAZIN(G.), 1979 - Géochimie de l'aluminium au cours de l'altération des granites et des basaltes sous climat tempéré. Th.Doct.Sc., Paris, 169 p.

SCHWERTMANN(V.), TAYLORD(R.M.), 1977 - Iron oxides. in Mineral in soil environments. *Soil.Sc.Soc.Am.*,USA.: 145-180.

SEDDOH(F.K.); PEDRO(G.); ROBERT(M.); DEJOU(J.), 1969 - Sur l'évolution des biotites et la formation d'intergrades à 14 Å (vermiculite-chlorite) dans les arènes granitiques de Tazilly (massif de Luzy, Morvan méridional). *C.R.Acad.Sci.*,Paris, 268,D,15: 1901-1904.

SEDDOH(F.K.), 1973 - Altération des roches cristallines du Morvan (granites, granitophyres, rhyolites). Etude minéralogique, géochimique et micromorphologique. *Th.Doct.Sc.*,Dijon, 1, 364 p.

SEGALEN(P.), 1957 - Etude des sols dérivés de roches volcaniques basiques à Madagascar. *Mém.Inst.Rech.Sci.Madag.*,D, 8, 181 p.

SEGALEN(P.), 1964 - Le fer dans les sols. *Init. Doc. Tech.*, O.R.S.T.O.M., Paris, 4, 150p.

SEGALEN(P.), 1967 - Les sols et la géomorphologie du Cameroun.*Cah. O.R.S.T.O.M., sér.Pédol.*,Paris, 5: 137-187.

SEGALEN(P.), 1973 - L'aluminium dans les sols.*Init.Doc. Tech.*,O.R.S.T.O.M., Paris, 22, 281 p.

SHERMAN(G.D.), 1958 - Gibbsite-rich soils of the Hawaiian Islands. *Univ.Hawaî Agr.Expt.Sta.Bull.*, 116: 1-23.

SIFFERT(B.), 1962 - Quelques réactions de la silice en solution: la formation des argiles.*Mém.Serv.Carte Géol.Als.Lorr.*,Strasbourg,21, 86 p.

SINGH(S.S.), 1976 - Chemical equilibrium and chemical thermodynamic properties of gibbsite. *Soil.Science*, 121, 6: 332-336.

SLANSKY(M.), 1962 - Contribution à l'étude géologique du bassin sédimentaire côtier du Dahomey et du Togo. Thèse Sci. Nancy 1959.*Mém. B.R.G.M.*, 11, 270 p.

SMALLEY(I.J.), 1974 - Fragmentation of granitic quartz in water. Discussion. *Sedimentology*, 21: 633-635.

SOUBIES(F.),1973 - Contribution à l'étude de la pédogenèse ferrallitique. Morphologie, minéralogie et évolution géochimique des formations superficielles de la cuvette d'Ambalavao(Madagascar). Th.3ème cycle, Toulouse, 130 p.

SOULE DE LAFONT(D.), 1956 - Le Précambrien moyen et supérieur de Bondoukou (Côte d'Ivoire). *Th.Doct.Sci.*,Paris, et *Bull.Dir.Féd.Mines Géol.*, Dakar, 18, 174 p.

STRAKHOV(N.M.),1957 - Méthodes d'étude des roches sédimentaires Ann.Serv. Inf.Géol.,B.R.G.M.; 2 tomes.

STRAKHOV (N.M.), BUSHINSKY (G.I), 1958 - Les bauxites, leur minéralogie et leur genèse. Moscou, Izd. A.N.S.S.S.R. , 488 p.(Trad.S.I.G. n° 2640).

TAGINI(B.), 1971 - Esquisse structurale de la Côte d'Ivoire. Essai de Géotectonique régionale. *Mém. S.O.D.E.M.I.*, Abidjan, 302 p.

TARDY(Y.), 1969 - Géochimie des altérations. Etude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. *Mém.Serv.Carte Geol.Als.Lorr.*, Strasbourg, 31, 199 p.

TARDY(Y.), BOCQUIER(G.), PAQUET(H.), MILLOT(G.), 1973 - Formation of clay from granite and its distribution in relation to climate and topography. *Geoderma*, 10: 271-284.

TARDY(Y.), GAC(J.Y.), 1968 - Les minéraux argileux dans quelques sols et arènes des Vosges cristallines- Présence de vermiculite Al Hypothèse de la néoformation des vermiculites et montmorillonites.*Bull.Serv.Carte Géol.Als.Lorr.*, 21: 285-304.

TARDY(Y.), GARRELS(R.M.), 1974 - A method of estimation the Gibbs energies of formation of layer silicates. *Geoch.Cosmoch. Acta*, 38: 1101-1116.

TESSIER(F.), 1950 - Contribution à la stratigraphie et à la paléontologie de la partie ouest du Sénégal. Th.Doc.Sc.Marseille et Bull. Dir.Mines.Afr. Occ.Fr., Dakar 1952, 14, 1, 267 p.

TRESCASES(J.J.), 1973 - L'évolution géochimique supergène des roches ultrabasiques en zone tropicale. Formation des gisements nickélifères (Nouvelle Calédonie). Th.Doct.Sci.,Strasbourg, et *Mém. O.R.S.T.O.M.*, Paris, 1975, 78, 259 p.

TRICART(J.); CAILLEUX(A.), 1965 - Le modelé des régions chaudes,forêts et savanes. Traité de géomorphologie. TV , SEDES, Paris 322 p.

UEHARA(G.), IKAWA(H.), SHERMAN(G.D.), 1966 - Desilicification of halloysite and its relations to gibbsite formation. *Pacif.Sci.* 20: 119-124.

VALETON(I.), 1968 - Zur petrographie der bauxitlagerstätten auf der charnockite-suite"im Salemdistrikt und in den Nilgiri-Hills, Südindien. *Miner.Deposita*, 3, 1: 34-47.

VALETON(I.), 1972 - Bauxites. *Developments in Soils Science*, Vol.I, Elsevier, 226 p.

VOGT(J.), 1957 - Rapport provisoire de mission sur le plateau Mandingue (Soudan). *Arch.Bur.Rech.Géol.Min.*, Dakar, 24 p.multigr.

VOGT(J.), 1959 - Aspects de l'évolution morphologique récente de l'Ouest Africain. *Ann.Géogr.Fr.*, 68, 367: 193-206.

WAGMAN(D.D.), EVANS(W.H.), PARKER(V.B.), HALOW(I.), BAILEY(S.M.), SCHUMM(R.H.), 1968 -Selected values of chemical thermodynamic properties. *U.S.Nat.Bur. stand.Tech.*,Note 270-3, 254 p.

WAYLAND(E.J.), 1934 - Peneplains of East Africa. *Geogr.Journal*,83, 1: 79.

WEISSE(G.de), 1954 - Note sur quelques types de latérite de la Guinée Portugaise. Sess.Congr.Géol.Int.,19, Alger 1952: 171-179.

ZANONE(L.), 1965 - La bauxite en Côte d'Ivoire. tome II. Rapport Sodemi 1965, 158, 174p.

ZANONE(L.), 1968 - Le manganèse des complexes volcano sédimentaires précambriens en Côte d'Ivoire. *Chron. Mines et Rech. Min.*,Paris, 371: 71-85.

ZANONE(L.), 1971 - La bauxite en Côte d'Ivoire. Bauxitisation et paléocuirasses. *Th. Doc. Sc.*, Paris et S.O.D.E.M.I., Abidjan, 184p.

ZEN(E.A.), 1972 - Gibbs free energy, enthalpy and entropy of ten rock. forming minerals: calculations, discrepancies, implications. *Am.Miner.*, Lancaster, 57: 524-553.

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 : Carte des données pluviométriques de la Côte d'Ivoire (d'après ELDIN et DAUDET, 1968)..... 13
Fig. 2 : Caractérisation des trois régimes climatiques ivoiriens d'après la répartition mensuelle de la pluviosité et du déficit hydrique..... 14
Fig. 3 : Structure d'ensemble de l'Afrique (d'après ROCCI, 1965)... 16
Fig. 4 : Esquisse géologique de la Côte d'Ivoire..... 17
Fig. 5 : Distribution des cuirasses des différentes surfaces selon leur composition chimique..... 21
Fig. 6 : Les trois types de formations bauxitiques étudiées définies d'après leur localisation dans le modelé, leurs faciès et leurs roches mères..... 33
Fig. 7 : Région de Lakota : Carte de situation et localisation des profils étudiés..... 37
Fig. 8 : Toposéquence du Mont Tato et localisation des cinq puits d'étude..... 39
Fig. 9 : Les transformations du granite dans l'isaltérite inférieure..... 45
Fig. 10 : Altération des feldspaths. Diffractogrammes RX de granules blancs..... 48
Fig. 11 : Variations des rapports géochimiques des feldspaths, de leurs plasmas d'altération et des plasmas de transfert..... 52
Fig. 12 : Altération des feldspaths dans l'isaltérite inférieure. Les différents plasmas d'altération et de transfert..... 53
Fig. 13 : Altération des biotites. Diffractogrammes RX effectués sur agrégats orientés à partir de biotites isolées..... 55
Fig. 14 : Variations des rapports géochimiques des biotites, de leurs plasmas d'altération et des plasmas de transfert.... 57
Fig. 15 : Altération des biotites dans l'isaltérite inférieure. Les différents plasmas et les transformations minéralogiques..... 59
Fig. 16 : Les différents plasmas et les transformations minéralogiques dans l'isaltérite inférieure..... 62
Fig. 17 : Microanalyses chimiques réalisées suivant une coupe transversale d'un cutane à plasma alumino-ferrugineux..... 65
Fig. 18 : Distribution relative des éléments Al, Si, Fe suivant une traversée effectuée à la microsonde dans un cutane à plasma argilo-ferrugineux..... 67
Fig. 19 : Microanalyses chimiques réalisées suivant une coupe transversale dans un tubule..... 68
Fig. 20 : Variations des rapports géochimiques des micas blancs et de leurs plasmas d'altération..... 72
Fig. 21 : Schématisation des transformations minéralogiques dans la formation bauxitique sur granite du Mont Tato..... 75
Fig. 22 : Altération différentielle des minéraux. Evolution géochimique des plasmas d'altération..... 77

Fig. 23 : Estimation quantitative de la répartition des plasmas d'altération et de transfert..... 79
Fig. 24 : Carte de situation de l'Oroumbo Bocca..... 85
Fig. 25 : Les ensembles et les horizons de la formation bauxitique de l'Oroumbo Bocca..... 90
Fig. 26 : Schéma évolutif de l'altération d'une amphibole dans l'isaltérite gibbsitique..... 94
Fig. 27 : Microanalyses chimiques des différentes transformations minéralogiques des amphiboles..... 97
Fig. 28 : Filiations des constituants minéralogiques dans une boule d'isaltérite gibbsitique, et transferts à partir des diaclases..... 100
Fig. 29 : Schéma de la zonation d'une boule d'amphibolite altérée dans l'isaltéritique gibbsitique..... 100
Fig. 30 : Altération de l'amphibolite en isaltérite kaolinitique.. 102
Fig. 31 : Zonation de l'isaltérite kaolinitique par redistribution du fer..... 102
Fig. 32 : Zonations du fer dans l'allotérite, recoupées par une fissuration récente..... 103
Fig. 33 : Les transformations minéralogiques dans l'altérite sur amphibolite de l'Oroumbo Bocca..... 105
Fig. 34 : La cuirasse granulaire..... 107
Fig. 35 : La cuirasse poreuse et vacuolaire..... 108
Fig. 36 : La cuirasse pseudobréchique..... 109
Fig. 37 : Les plasmas cutaniques de la cuirasse nodulaire..... 111
Fig. 38 : Reconstitution des filiations altérites-cuirasses dans la formation bauxitique du plateau de l'Oroumbo Bocca... 116
Fig. 39 : Nodules relictuels de cuirasse et plasmas internodulaires..... 128
Fig. 40 : Dégradation centripète d'un nodule relictuel..... 130
Fig. 41 : Individualisation de nodules "plasmiques" à partir des plasmas internodulaires..... 132-133
Fig. 42 : Formation de nodules alumineux par déferruginisation de nodules alumino-ferrugineux..... 134
Fig. 43 : Les différents stades de la formation des pisolites simples..... 135
Fig. 44 : Individualisation d'une concrétion alumino-ferrugineuse par cortification interne dans un nodule "plasmique"..... 137
Fig. 45 : Concrétions alumino-ferrugineuses formées par cortification externe autour d'un nodule plasmique..... 138
Fig. 46 : Microanalyses chimiques dans des concrétions alumino-ferrugineuses..... 139
Fig. 47 : Pseudoconcrétions alumino-ferrugineuses formées par cortification externe autour d'un nodule "plasmique" ayant subi une phase de dégradation..... 141
Fig. 48 : Accrétion d'un deuxième cortex autour d'une concrétion alumino-ferrugineuse partiellement dégradée..... 141
Fig. 49 : Concrétion alumino-ferrugineuse..... 142
Fig. 50 : Concrétion alumino-ferrugineuse avec noyau à septa et trois cortex..... 142
Fig. 51 : Concrétions alumineuses..... 144
Fig. 52 : Les différents stades de la cortification à l'origine des pisolites complexes..... 146

Fig. 53 : Individualisation d'un nodule par dégradation d'un plasma cutanique..... 148
Fig. 54 : Courbes de solubilité de la gibbsite et de la boehmite... 172
Fig. 55 : Courbes de solubilité des formes du fer..... 177
Fig. 56 : Les variations géochimiques dans la formation bauxitique sur granite du Mont Tato..... 189
Fig. 57 : Corrélations entre SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3 et TiO_2 dans la formation bauxitique sur granite du Mont Tato..... 191
Fig. 58 : Variations des compositions pondérales (SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3) des principaux termes de la formation bauxitique sur granite du Mont Tato..... 192
Fig. 59 : Corrélations V, Ga et Cr avec Fe_2O_3 et Al_2O_3..... 194
Fig. 60 : Concentrations isovolumes en Al_2O_3, SiO_2 libre et SiO_2 combinée..... 199
Fig. 61 : Les variations géochimiques dans la formation bauxitique pisolitique de Lakota..... 208
Fig. 62 : Variations des compositions pondérales (SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3) des principaux termes de la formation bauxitique pisolitique de Lakota..... 209
Fig. 63 : Corrélations V et Ga avec Fe_2O_3 et Al_2O_3..... 211
Fig. 64 : Les variations géochimiques dans la formation bauxitique sur amphibolite de l'Oroumbo Bocca..... 215
Fig. 65 : Variations des compositions pondérales (SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3) des principaux termes de la formation bauxitique sur amphibolite de l'Oroumbo Bocca..... 217
Fig. 66 : Schéma de comparaison des concentrations brutes dans les différents horizons des trois formations bauxitiques étudiées..... 224
Fig. 67 : Schéma des filiations établies pour chacune des trois formations bauxitiques étudiées..... 230
Fig. 68 : Répartition des gisements et indices de bauxite en Afrique Occidentale..... 237
Fig. 69 : Distribution des bauxites de Côte d'Ivoire suivant leurs latitudes et leurs altitudes..... 238
Fig. 70 : Carte de distribution des reliefs bauxitiques et intermédiaires dans la région de Lakota..... 240
Fig. 71 : Coupes schématique et transversale dans la région de Lakota..... 242
Fig. 72 : Schéma des évolutions du cuirassement et du modelé d'un versant dans la région de Lakota..... 243
Fig. 73 : Schéma des évolutions du cuirassement et du façonnement des aplanissements sur un interfluve dans la région de Lakota..... 245
Fig. 74 : Carte de situation des massifs de l'Oroumbo et du Kokoumbo..... 250
Fig. 75 : Carte de distribution des faciès cuirassés dans la région de l'Oroumbo Bocca..... 252
Fig. 76 : Le massif de l'Oroumbo Bocca..... 254
Fig. 77 : Schéma des évolutions du cuirassement et du façonnement du modelé sur la massif de l'Oroumbo Bocc..... 257
Fig. 78 : Coupes transversales des Monts Kokoumbo et Alebouma..... 262
Fig. 79 : Evolution d'un modelé avec formation d'une cuirasse de pente..... 266
Fig. 80 : Schéma comparatif de l'évolution des cuirasses alumino-ferrugineuses..... 284

LISTE DES TABLEAUX

Tabl. I : Définition de deux faciès des altérites..... 28
Tabl. II : Les faciès structuraux dans les formations bauxitiques..... 30
Tabl. III : La formation bauxitique sur granite du Mont Tato. Caractéristiques des différents horizons..... 41
Tabl. IV : Composition chimique moyenne du granite du Mont Tato.. 44
Tabl. V : Composition minéralogique virtuelle du granite du Mont Tato..... 44
Tabl. VI : Microanalyses chimiques d'albites et de différents plasmas d'altération et de transfert..... 51
Tabl. VII : Microanalyses chimiques de microclines et de différents plasmas d'altération..... 51
Tabl. VIII : Microanalyses chimiques des biotites et de différents plasmas d'altération et de transfert..... 56
Tabl. IX : La double origine des dépôts cutaniques de l'isaltérite supérieure..... 69
Tabl. X : La formation bauxitique de l'Oroumbo Bocca. Caractéristiques des différents horizons..... 87
Tabl. XI : Analyse des horizons humifères superficiels..... 88
Tabl. XII : Microanalyses chimiques de la transformation des amphiboles..... 97
Tabl. XIII : Analyses chimiques globales et concentrations des oxydes à volume constant dans une boule d'amphibolite altérée..... 99
Tabl. XIV : Les caractéristiques des différents horizons de la formation bauxitique pisolitique de Lakota..... 122
Tabl. XV : Comparaison des formatons bauxitiques du Mont Tato et de la colline 216..... 125
Tabl. XVI : Constituants minéralogiques de pisolites et de plasmas interglébulaires..... 150
Tabl. XVII : Composition chimique moyenne des différents horizons de la formation bauxitique sur granite du Mont Tato.. 187
Tabl. XVIII : Composition chimique moyenne des différents horizons de la formation bauxitique sur granite du Mont Tato.. 187 (suite).
Tabl. XIX : Moyennes des teneurs en éléments traces des différents horizons de la formation bauxitique sur granite du Mont Tato..... 188
Tabl. XX : Les concentrations brutes de Al_2O_3, Fe_2O_3, TiO_2 et des éléments traces (Cr, V, Ga) (Mont Tato)..... 196
Tabl. XXI : Les concentrations à volume constant de SiO_2, Al_2O_3 Fe_2O_3 et TiO_2 (Mont Tato)..... 197
Tabl. XXII : Moyennes des concentrations brutes, isovolumes et isotitanes (Mont Tato)..... 199
Tabl. XXIII : Les pourcentages des gains en Al_2O_3 et Fe_2O_3 (Mont Tato)..... 203

Tabl. XXIV : La composition chimique moyenne des différents horizons de la formation bauxitique pisolitique de Lakota..... 207
Tabl. XXV : Moyennes des teneurs en éléments traces des différents horizons de la formation bauxitique pisolitique de Lakota..... 207
Tabl. XXVI : Les concentration brutes de Al_2O_3, Fe_2O_3, TiO_2 et des éléments traces (cr, V, Ga) (Lakota)..... 211
Tabl. XXVII : Composition chimique moyenne des différents horizons de la formation bauxitique sur amphibolite de l'Oroumbo Bocca..... 214
Tabl. XXVII (suite) : Composition chimique moyenne des isaltérites de la base de la formation bauxitique de l'Oroumbo Bocca.. 214
Tabl. XXVIII : Moyennes des teneurs en éléments traces des différents horizons de la formation bauxitique sur amphibolite de l'Oroumbo Bocca..... 214
Tabl. XXIX : Les concentrations brutes de Al_2O_3, Fe_2O_3, TiO_2 et éléments traces (Cr, V, Ga) (Oroumbo Bocca)..... 219
Tabl. XXX : Comparaison des concentrations brutes, isovolumes et isotitanes dans la zone d'altération de l'Oroumbo Bocca..... 221
Tabl. XXXI : Les concentrations isotitanes dans la formation bauxitique sur amphibolite de l'Oroumbo Bocca..... 221

TABLE DES MATIERES

Avant-Propos 1
Sommaire 3

INTRODUCTION

I. But de l'étude..... 8
II. Cadre de l'étude..... 8
III Méthode d'étude..... 9
IV. Exposé des résultats..... 9

LE MILIEU NATUREL DES BAUXITES DE COTE D'IVOIRE

I. Le climat actuel..... 12
II. La végétation..... 14
III. La géologie..... 15
IV. Les traits dominants de la morphologie..... 16
1) Morphologie africaine..... 18
2) Morphologie générale de la Côte d'Ivoire..... 18
V. Les surfaces d'aplanissement et leurs cuirasses..... 20
1) La surface bauxitique..... 20
2) La surface intermédiaire..... 22
3) Le haut glacis..... 22
4) Le moyen glacis et le bas glacis..... 23
5) Conclusion..... 23

Première partie
PETROLOGIE DE FORMATIONS BAUXITIQUES IVOIRIENNES

INTRODUCTION..... 27
I. La définition des formations bauxitiques et de leurs faciès..... 27
II. Les modelés bauxitiques..... 31
III. Les trois principaux types de formations bauxitiques..... 32
CHAPITRE I : LA FORMATION BAUXITIQUE DU MONT TATO. FACIES ISALTERITIQUE D'UNE BAUXITE SUR GRANITE..... 35
I. Les aspects régionaux..... 37
II. Le Mont Tato..... 38
III. Les ensembles de la toposéquence du Mont Tato..... 39
1) La toposéquence du Mont Tato..... 39
2) Les ensembles..... 40
a) L'ensemble cuirasse..... 40
b) L'ensemble altérite..... 42
c) L'ensemble granite..... 43
3) Conclusion..... 43
IV. Les transformations du granite en isaltérite..... 43
1) Les caractères du granite..... 43
2) La formation de l'isaltérite inférieure..... 47
a) L'altération des minéraux parentaux..... 47
b) Les accumulations secondaires dans les vides d'altération du sommet de l'isaltérite inférieure..... 61

c) Conclusion sur l'isaltérite inférieure..... 62
3) L'isaltérite supérieure..... 63
a) La dissolution des quartz..... 63
b) La transformation des kaolinites..... 64
c) Les plasmas cutaniques..... 64
d) Les tubules..... 68
e) Conclusion sur l'isaltérite supérieure..... 69
V. L'ensemble cuirasse..... 70
1) La cuirasse massive inférieure..... 70
a) L'héritage de l'isaltérite..... 70
b) Les transformations minéralogiques dans la cuirasse inférieure..... 71
c) Les tubules..... 72
2) La cuirasse massive supérieure..... 73
3) La cuirasse fragmentaire affleurante..... 74
4) Conclusion sur l'ensemble cuirasse..... 74
VI. Conclusion sur la formation bauxitique du Mont Tato..... 76
CHAPITRE II : LA FORMATION BAUXITIQUE DE L'OROUMBO BOCCA. FACIES ISALTERITIQUES ET ALLOTERITIQUES D'UNE BAUXITE SUR AMPHIBOLITE..... 81
I. Les aspects régionaux..... 83
II. Le plateau de l'OROUMBO BOCCA..... 84
III. Les ensembles de la formation bauxitique..... 86
1) Localisation des puits d'étude..... 86
2) Les quatre ensembles de la formation bauxitique et leurs caractères macroscopiques..... 86
a) L'ensemble meuble humifère superficiel..... 88
b) L'ensemble cuirasse..... 89
c) L'ensemble altérite..... 91
d) L'ensemble roche mère..... 92
e) Conclusion..... 93
IV. Les transformations de l'amphibolite en altérite..... 93
1) L'isaltérite gibbsitique..... 93
a) Analyses microscopiques..... 93
b) Microanalyses chimiques..... 96
c) Analyses chimiques..... 98
d) Conclusion sur l'isaltérite gibbsitique..... 99
2) L'isaltérite kaolinitique..... 101
3) L'allotérite kaolinitique..... 103
4) Conclusion sur l'ensemble altérite..... 104
V. Les six faciès de l'ensemble cuirasse et leurs relations..... 106
1) La cuirasse granulaire..... 106
2) La cuirasse poreuse et vacuolaire..... 107
3) La cuirasse pseudobréchique..... 109
4) La cuirasse compacte..... 110
5) La cuirasse nodulaire..... 111
a) Le plasma internodulaire..... 112
b) Les nodules..... 112
c) Les faciès nodulaires : faciès de dégradation des cuirasses..... 112
6) La cuirasse fragmentaire..... 113
7) Conclusion sur l'ensemble cuirasse..... 113
a) Les faciès cuirassés initiaux..... 113
b) Les faciès cuirassés dérivés..... 114
VI. Conclusion sur la formation bauxitique de l'Oroumbo Bocca..... 115

CHAPITRE III : LA FORMATION BAUXITIQUE DE LAKOTA : FACIES PISOLITIQUES D'UNE BAUXITE SUR GRANITE..... 119
I. Les aspects régionaux..... 121
II. La formation bauxitique de la colline 216..... 121
1) L'ensemble altérite..... 121
a) L'isaltérite kaolinitique..... 123
b) L'allotérite..... 123
2) L'ensemble cuirasse..... 124
a) La cuirasse massive alumineuse, isaltéritique..... 124
b) La cuirasse fragmentaire argilo-ferrugineuse, allotéritique..... 124
c) La cuirasse fragmentaire alumineuse pisolitique.... 124
3) Conclusion..... 125
III. La cuirasse alumineuse pisolitique..... 126
1) Les pisolites simples ou nodules..... 127
a) L'individualisation de nodules relictuels de cuirasse et leur dégradation à l'origine de plasmas internodulaires..... 129
b) L'individualisation de nodules "plasmiques" à partir de plasmas internodulaires..... 131
c) Conclusion sur la formation des pisolites simples.. 134
2) Les pisolites complexes ou concrétions..... 136
a) L'individualisation des concrétions alumino-ferrugineuses et la formation des cortex..... 136
b) Les relations entre concrétions alumino-ferrugineuses et concrétions alumineuses..... 144
c) Les deux types de pisolites complexes..... 145
3) Les transformations du plasma interglébulaire..... 147
a) La dégradation centripète..... 147
b) Les apports illuviaux..... 147
4) La déferruginisation..... 148
a) Le front de déferruginisation..... 148
b) La déferruginisation progressive..... 149
5) Les évolutions minéralogiques..... 149
6) Discussion et Conclusion sur la pisolitisation..... 151
a) La pisolitisation à travers la bibliographie..... 151
b) La nodulation et le concrétionnement dans les bauxites de Lakota..... 152
c) Les comportements du fer et de l'alumine dans la pisolitisation des bauxites de Lakota..... 153
IV. Conclusion sur la bauxite pisolitique de Lakota..... 154
CONCLUSION DE LA Ière PARTIE : LA DEFINITION PETROLOGIQUE DES TROIS MODES DE BAUXITISATION..... 157
1) Bauxitisation isaltéritique..... 158
2) Bauxitisation allotéritique..... 158
3) Bauxitisation pisolitique..... 158

Deuxième partie
TRANSFORMATIONS MINERALES ET VARIATIONS GEOCHIMIQUES

INTRODUCTION..... 163
CHAPITRE IV : LA STABILITE ET LA TRANSFORMATION DES PRINCIPALES PHASES MINERALES PRESENTES DANS LES BAUXITES..... 166

I. La stabilité et la dissolution du quartz.....167
1) Les données bibliographiques..... 167
2) Les données pétrologiques dans les formations bauxitiques étudiées..... 167
II. La transformation des minéraux alumino-silicatés originels et d'altération..... 168
1) La transformation des minéraux alumino-silicatés originels..... 168
a) Les données bibliographiques..... 168
b) Les données pétrologiques dans les formations bauxitiques étudiées..... 169
III. La stabilité et la transformation des minéraux alumineux d'altération..... 171
1) Les dissolutions de la gibbsite et de la boehmite..... 171
a) Les données bibliographiques..... 171
b) Les données pétrologiques dans les formations bauxitiques étudiées..... 171
2) Les transformations gibbsite-boehmite-gibbsite..... 173
a) Les données bibliographiques..... 173
b) Les données pétrologiques dans les formations bauxitiques étudiées..... 173
3) La transformation gibbsite-kaolinite..... 175
a) Les données bibliographiques..... 175
b) Les données pétrologiques dans les formations bauxitiques étudiées..... 175
IV. La stabilité et la transformation des minéraux ferrugineux d'altération..... 176
1) Les données bibliographiques..... 176
2) Les données pétrologiques dans les formations bauxitiques étudiées..... 177
V. Conclusion : Les deux types de milieux d'accumulation et leur alternance..... 180
1) Les milieux de départ..... 180
2) Les milieux de dépôt..... 181
3) L'alternance des milieux de départ et de dépôt..... 181
CHAPITRE V : LES VARIATIONS GEOCHIMIQUES DANS LES FORMATIONS BAUXITIQUES ETUDIEES..... 183
I. La formation bauxitique isaltéritique sur granite du Mont Tato..... 186
1) Les variations géochimiques pondérales..... 186
a) Les variations des éléments et des composés majeurs..... 190
b) Les variations des éléments traces..... 193
c) Les concentrations brutes et les accumulations..... 195
2) Le bilan de l'altération..... 198
a) L'application du raisonnement isovolumétrique..... 198
b) La lithodépendance et l'évaluation de l'âge de cette formation bauxitique..... 203
3) Conclusion sur l'étude géochimique de la formation bauxitique isaltéritique du Mont Tato..... 205
II. La formation bauxitique pisolitique sur granite de Lakota..... 206
1) Les variations géochimiques pondérales..... 206
a) Les variations des éléments et des composés majeurs..... 206
b) Les variations des éléments traces..... 210

c) Les concentrations brutes et les accumulations..... 210
2) Conclusion sur l'étude géochimique de la formation bauxitique pisolitique de Lakota..... 212
III. La formation bauxitique isaltéritique et allotéritique sur amphibolite de l'Oroumbo Bocca..... 213
1) Les variations géochimiques pondérales..... 216
a) Les variations des éléments et des composés majeurs. 216
b) Les variations des éléments traces..... 218
c) Les concentrations brutes et les accumulations..... 218
2) Le bilan de l'altération..... 220
a) L'application des raisonnements isovolume et isotitane..... 220
b) La lithodépendance et l'évaluation de l'âge de cette formation bauxitique..... 222
3) Conclusion sur l'étude géochimique de la formation bauxitique de l'Oroumbo Bocca..... 223
IV. Comparaison des variations géochimiques dans les trois formations bauxitiques..... 223
CONCLUSION DE LA IIème PARTIE : LES FILIATIONS ET LES DISCONTINUITES DE FACIES DANS LES TROIS FORMATIONS BAUXITIQUES.. 227

Troisième partie
LES RELATIONS ENTRE LA BAUXITISATION
ET L'EVOLUTION DU MODELE

INTRODUCTION..... 233
CHAPITRE VI : LA DISTRIBUTION DES FORMATIONS BAUXITIQUES DE COTE D'IVOIRE. LEURS GENESES ET LEURS RELATIONS AVEC LE MODELE..... 235
I. La distribution des formations bauxitiques à l'échelle du craton Ouest africain..... 237
II. Les bauxites isaltéritiques et pisolitiques et le modelé de la région de Lakota..... 239
1) Les différentes formations cuirassées dans le modelé régional..... 239
2) Le modelé des reliefs bauxitiques et la distribution des deux faciès cuirassés..... 241
3) Interprétation de la genèse des formations bauxitiques et de l'évolution du modelé..... 244
a) La formation de la bauxite isaltéritique..... 244
b) La transformation de la cuirasse à gibbsite en cuirasse à boehmite..... 244
c) La formation de la bauxite pisolitique..... 245
d) La formation de la cuirasse argilo-ferrugineuse..... 247
e) La bauxitisation et les surfaces d'aplanissement.... 249
f) L'incision de ces surfaces d'aplanissement..... 249
4) Conclusion sur les relations entre la bauxitisation et l'évolution du modelé dans la région de Lakota..... 249
III. Les bauxites allotéritiques et le modelé de l'Oroumbo Bocca.... 251
1) Les différentes formations cuirassés dans le modelé régional..... 251
2) Le modelé du massif de l'Oroumbo Bocca..... 253
a) Le plateau..... 253
b) Les flancs..... 254

3) La distribution des faciès cuirassés sur le plateau.... 255
4) Interprétation de la genèse de la formation bauxitique et de l'évolution du modelé..... 256
a) La bauxitisation de la surface initiale..... 258
b) La mise en relief du massif et l'évolution de la surface initiale..... 258
c) Les incisions récentes..... 259
5) Conclusion sur les relations entre la bauxitisation et l'évolution du modelé dans le massif de l'Oroumbo Bocca..... 260
IV. Les bauxites allotéritiques et pisolitiques et le modelé du Kokoumbo..... 261
1) Les différentes formations cuirassées dans le modelé régional..... 261
a) La formation de la bauxite..... 263
b) La mise en relief du massif..... 264
c) La formation des cuirasses de pente..... 265
d) Les incisions récentes..... 266
3) Conclusion sur le massif de Kokoumbo..... 267
V. Conclusion sur la genèse des formations bauxitiques et l'évolution du modelé..... 269
1) La formation et la distribution latérale des faciès
2) L'évolution du modelé..... 270
CHAPITRE VII : LES BAUXITES LATERITIQUES EN ZONE TROPICALE FORMATION, EVOLUTION ET AGE..... 273
I. Les facteurs de la bauxitisation..... 275
1) Le climat..... 275
2) La végétation..... 276
3) La nature de la roche mère..... 276
4) La topographie..... 277
5) Le drainage et les oscillations de la nappe..... 277
6) La prédominance des actions géochimiques sur l'érosion mécanique..... 278
7) La prolongation des actions géochimiques au cours du temps..... 278
8) Conclusion sur les facteurs de la bauxitisation..... 279
II. Les relations entre la distribution latérale des faciès et le modelé..... 279
III. L'évolution des formations bauxitiques latéritiques..... 281
1) L'évolution d'une formation bauxitique avec incision profonde et brutale du modelé..... 281
2) L'évolution d'une formation bauxitique en l'absence d'incision du modelé..... 283
3) L'évolution d'une formation bauxitique avec incision progressive et modérée du modelé..... 285
4) Les modalités de l'évolution des bauxites latéritiques. 287
IV. Les relations entre la bauxitisation et le cuirassement argilo-ferrugineux des reliefs intermédiaires..... 288
V. L'âge des bauxites latéritiques de Côte d'Ivoire et la continuité des cuirassements..... 290
CONCLUSION DE LA IIIème PARTIE : LA BAUXITISATION ET L'EVOLUTION DU MODELE..... 295

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

1) La formation des cuirasses alumino-ferrugineuses : les accumulations relatives et absolues..... 301
a) Les premières manifestations de l'altération : l'accumulation absolue..... 301
b) L'altération des minéraux parentaux : l'accumulation relative de fer et d'alumine..... 302
c) Les transferts et les dépôts cutaniques : l'accumulation absolue de fer et d'alumine..... 302
d) La transformation des minéraux néoformés d'altération et de transfert : l'accumulation relative d'alumine..... 303
e) Les accumulations relatives et absolues de fer et d'alumine dans les horizons cuirassés..... 303
f) Les accumulations et la formation des cuirasses argilo-ferrugineuses..... 304
2) Les dégradations des cuirasses bauxitiques..... 304
a) La dégradation superficielle..... 305
b) La dégradation interne..... 305
c) La dégradation par pisolitisation..... 305
3) Les transformations structurales minéralogiques et géochimiques dans les formations bauxitiques..... 306
a) Les transformations structurales..... 306
b) Les principales transformations minéralogiques..... 306
c) Les transformations géochimiques..... 307
d) Le rôle du fer dans les transformations..... 307
4) La distribution verticale des faciès..... 308
5) L'évolution des modelés et la distribution latérale des faciès..... 309
a) L'évolution géochimique continue en l'absence d'incision..... 309
b) L'évolution géochimique en présence d'une incision progressive et modérée..... 310
c) L'évolution géochimique en présence d'une incision brusque et profonde..... 310
6) Conclusion..... 311

BIBLIOGRAPHIE..... 313

LISTE DES FIGURES..... 329

LISTE DES TABLEAUX..... 332

TABLE DES MATIERES..... 335

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES..... 343

PLANCHES BIBLIOGRAPHIQUES

Photo 1: (MO-LP) Altération du granite. A partir d'une *fissure transminérale* (ft), développement dans les feldspaths de *fissures intraminérales* (fi).

Photo 2: (MO-LP) Altération du granite. A travers le feldspath microcline (mi) non altéré de la photo 1, détail de la fissure transminérale (ft) dans lequel on note la présence de *cristalliplasma à halloysite* (ha).

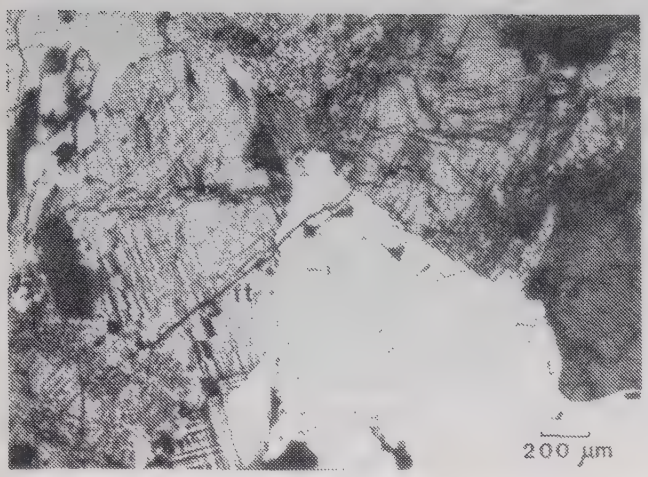
Photo 3: (MEB) *Fissure transminérale* (ft) recoupant feldspath (f) et quartz (q) et emplie d'un *plasma de transfert à halloysite*.

Photo 4: (MEB) Fissure transminérale (ft) dans un quartz (q) avec *plasma de transfert à halloysite*(ha).

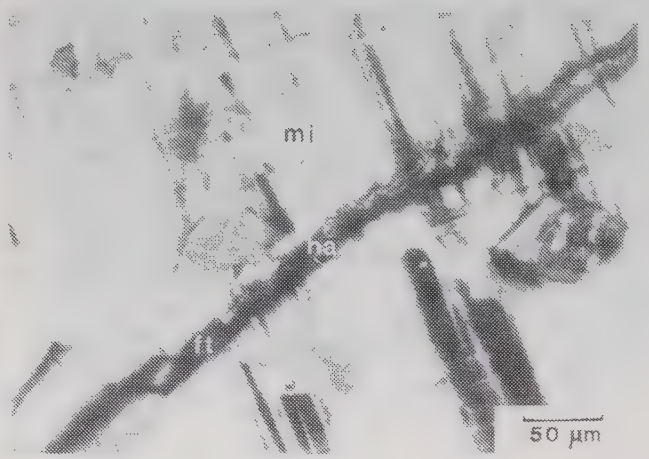
Photo 5: (MEB) Altération d'un feldspath plagioclase (pl.). On observe dans les fissures intraminérales (fi), la présence d'un *plasma d'altération*, pseudotubulaire, à *métahalloysite* (mha).

Photo 6: (MO-LP) Transformation complète d'un feldspath en *plasma d'altération* d'aspect amorphe à *métahalloysite* (mha) et *gibbsite* en petites taches blanches orientées.

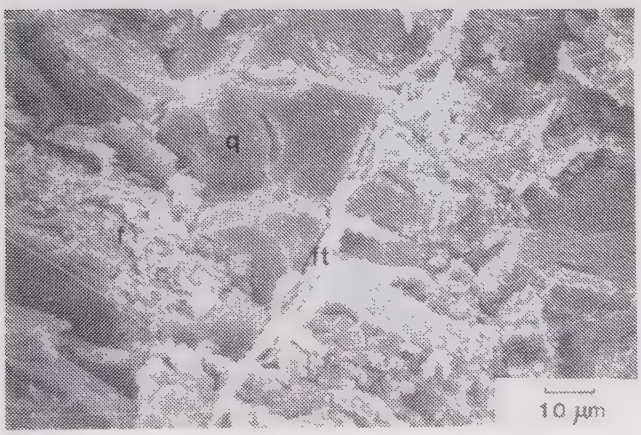
PLANCHE I



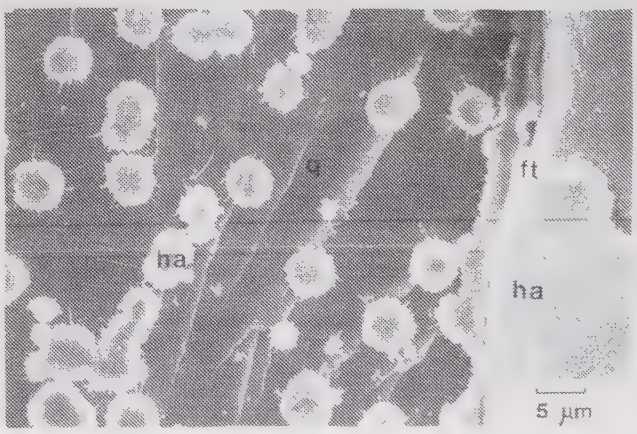
1



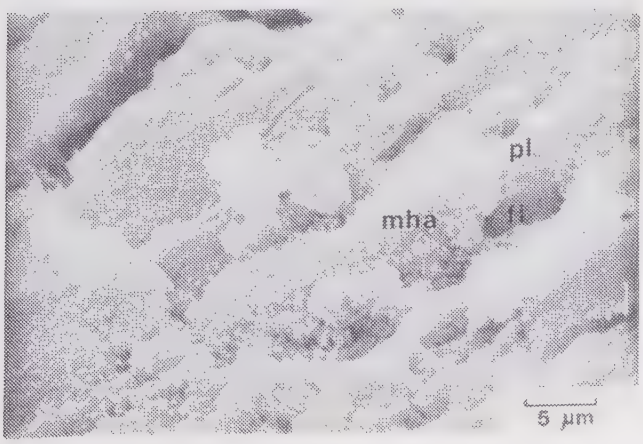
2



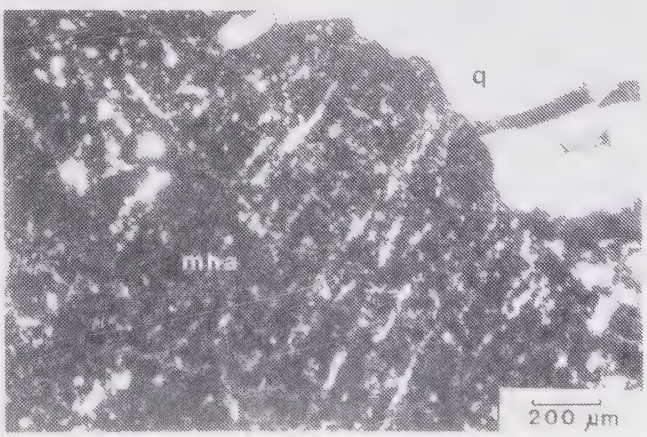
3



4



5



6

Photo 7: (MEB) Croissance de cristaux de *gibbsite* (gi) à partir du plasma d'altération (pa) d'un feldspath.

Photo 8: (MEB) *Pseudomorphose* d'un feldspath en gibbsite. Il y a conservation de la structure du minéral et remplissage presque complet du volume. Les plus grands cristaux sont dus à des *migrations intraminérales*.

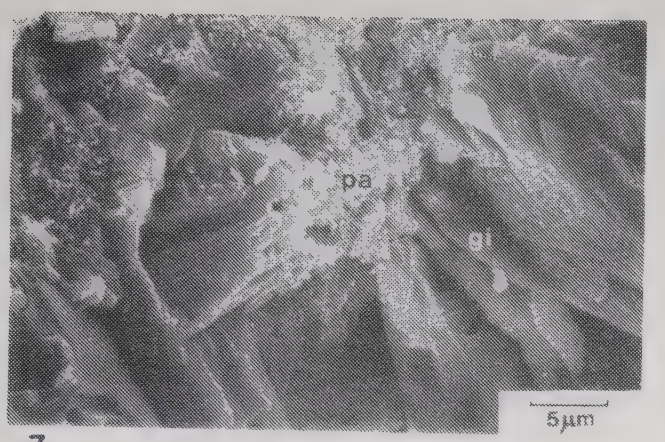
Photo 9: (MEB) Dépôts d'*halloysite* (ha) en recouvrement sur la *gibbsite*(gi). Photo prise dans un pore interne d'un feldspath pseudomorphosé (ph.8).

Photo 10:(MO-LP) Feldspath microcline altéré en gibbsite (gi). Cette plage est traversée par un pédotubule dont l'agglomérolasma (ag) emplit aussi les vides de l'ancien feldspath.

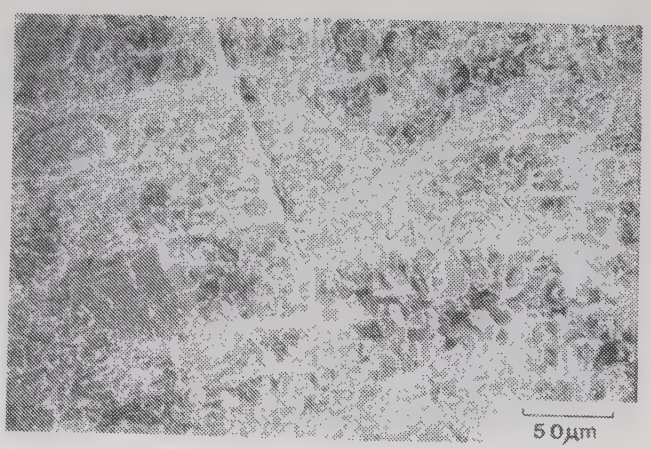
Photo 11:(MO-LP) Feldspath microcline altéré en gibbsite. Dépôt de *kaolinite* (ka) dans les *vides fissuraux*. En bas, biotite altérée en kaolinite.

Photo 12:(MEB) id. ph.11.

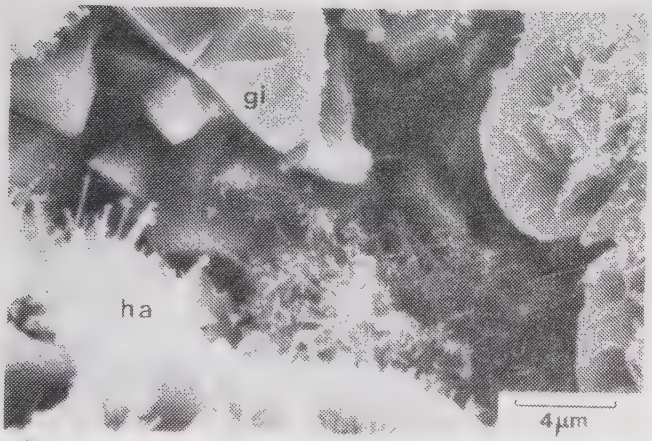
PLANCHE II



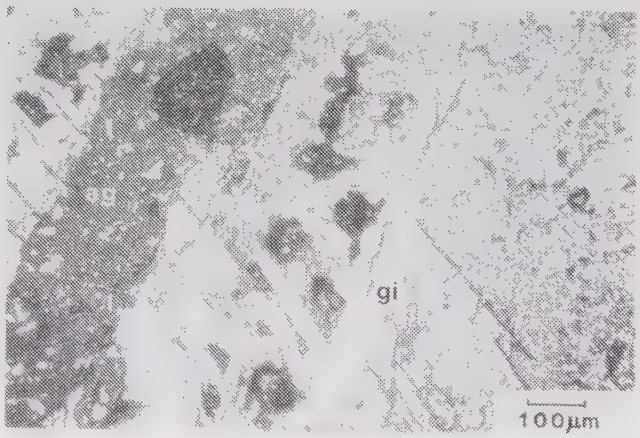
7



8



9



10

11

12

Photo 13: (MEB) *Altération d'une biotite*. Exsudation du fer entre les lamelles et en bordure du minéral, où il cristallise sous forme de *goethite*(go).

Photo 14: (MEB) *Altération d'une biotite*. Dépôt d'un *plasma de transfert à kaolinite* (ka) entre les paquets de feuillets altérés.

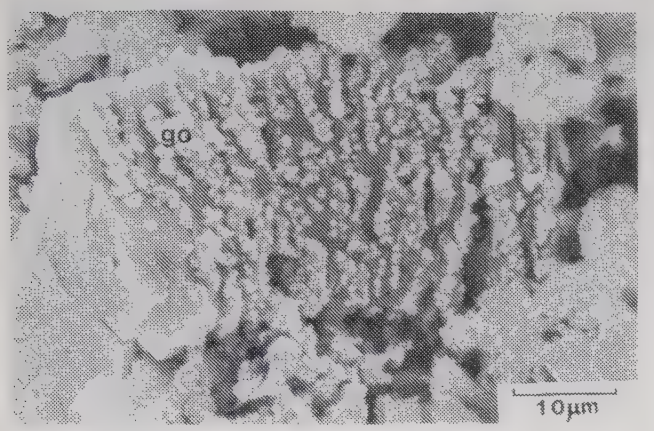
Photo 15: (MO-LP) *Accumulations secondaires* (vermicules de kaolinite et plasma à goethite) au sommet de l'isaltérite inférieure. Sur la droite de la photo, cristalliplasma à gibbsite primaire.

Photo 16: (MO-LP) *Transformation directe* de *kaolinite*(ka) en *gibbsite* (gi).

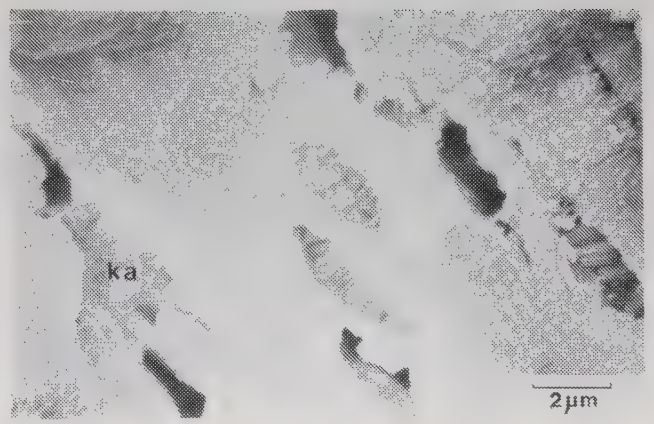
Photo 17: (MEB) *Vermicules de kaolinite*. Par l'absence de goethite entre les lamelles, ces kaolinites se distinguent de celles provenant de l'altération des biotites.

Photo 18: (MEB) *Transformation directe* de *kaolinite*(ka) en *gibbsite* (gi).

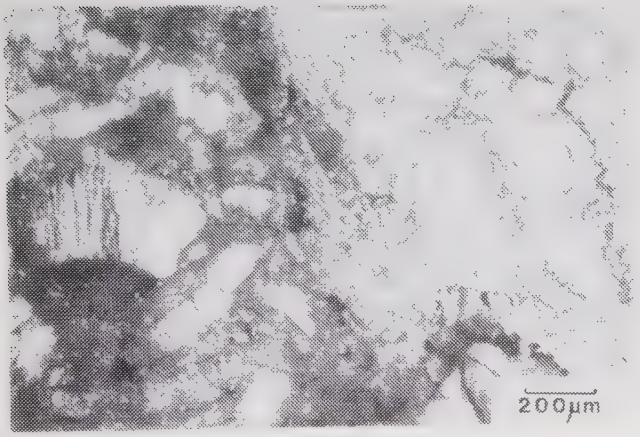
PLANCHE III



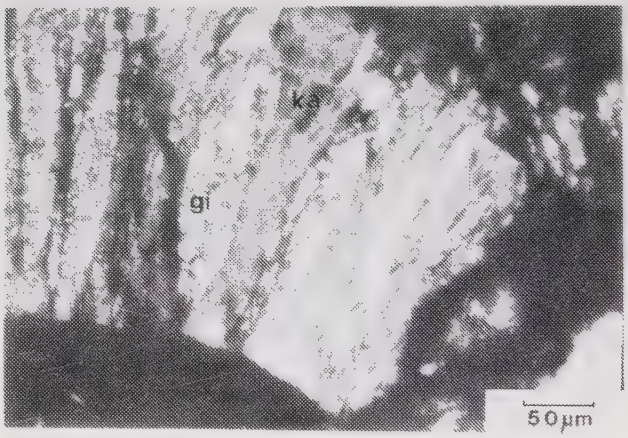
13



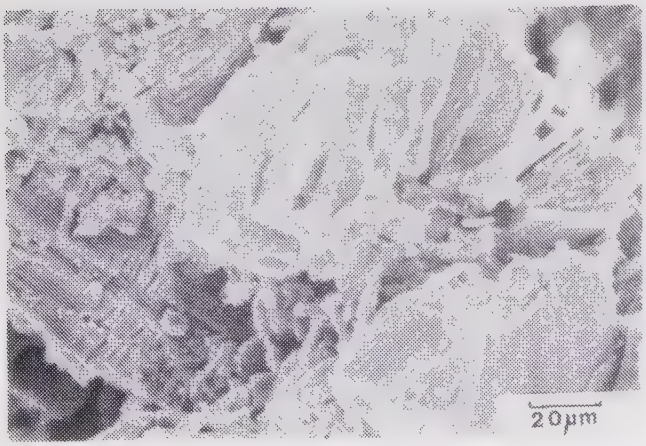
14



15



16



17

18

Photo 19: (MO-LP) SIAC 9.Cristalliplasma à *gibbsite* issue d'une *transformation* d'un *vermicule de kaolinite*.

Photo 20: (MO-LP) SIAD 10. Cristalliplasma à *gibbsite* et à *goethite* issu de la *transformation de biotite*.

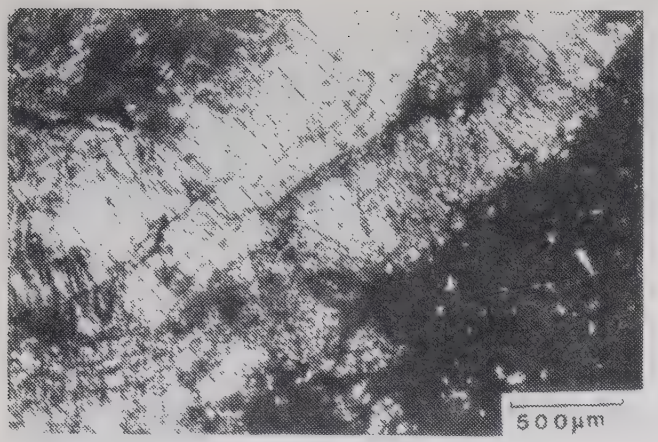
Photo 21: (MO-LP) SIAB 10. *Transformation directe* d'une *muscovite* (mu) en *gibbsite*(gi).

Photo 22: (MEB) id.ph.21.

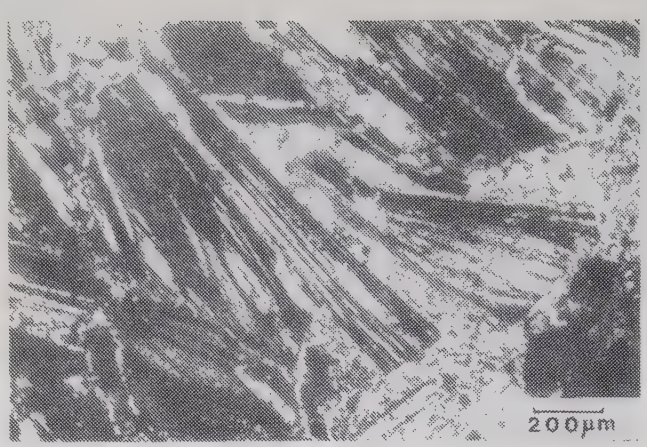
Photo 23: (MO) *Dépôt cutanique* de plasma amorphe Al.Fe. Dans le vide central, dépôt ultime de gibbsite.

Photo 24: (MEB)*Dépôts cutaniques* de plasma amorphe Al.Fe. dans les vides et contre une cloison gibbsitique issue de la transformation d'un ancien feldspath.

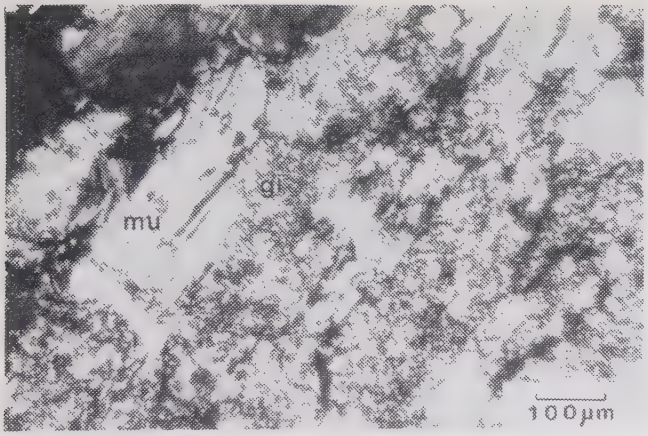
PLANCHE IV



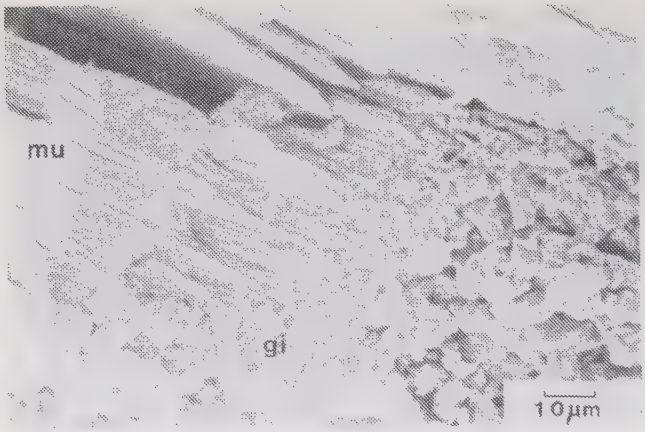
19



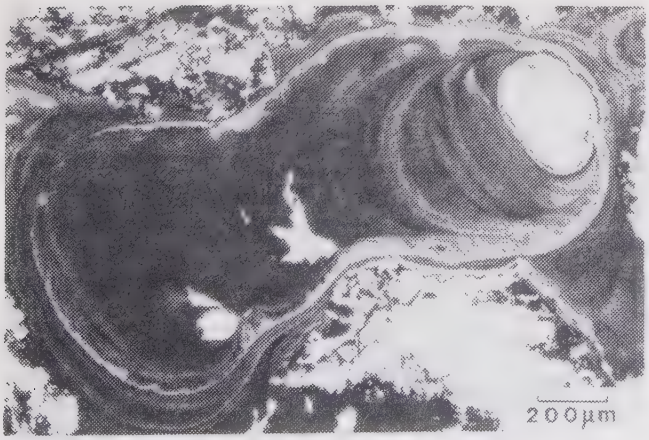
20



21



22



23

24

Photo 25: (MO-LP) SIAB'6. *Ferrigibbsitane* issu de l'évolution et de la transformation d'un plasma amorphe Al.Fe de transfert. On peut remarquer aussi des plages de gibbsite primaire conservant la structure originelle des feldspaths. En bas, un quartz dont le vide périphérique indique que la dissolution en cours s'est poursuivie après le dépôt cutanique. En haut à gauche, argilane ultime de dépôt.

Photo 26: (MEB) id. *Ferrigibbsitane*. Très petits cristaux de gibbsite à agencement désordonné.

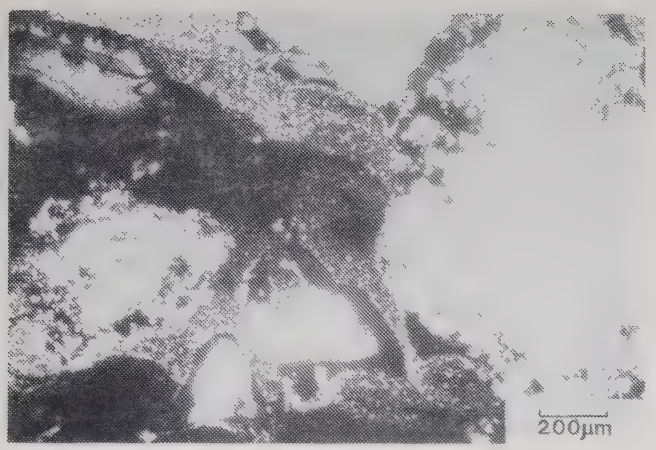
Photo 27: (MO-LP) SIAB'8. *Ferrigibbsitane* issu de l'évolution et de la transformation de dépôts cutaniques argilo-ferrugineux. On remarque sur la droite de la photo que ces dépôts enserrent des plages de plasma amorphe alumino-ferrugineux auquel ils sont donc postérieurs.

Photo 28: (MEB) id.27. Cristaux de *gibbsite perpendiculaires à la paroi* du vide.

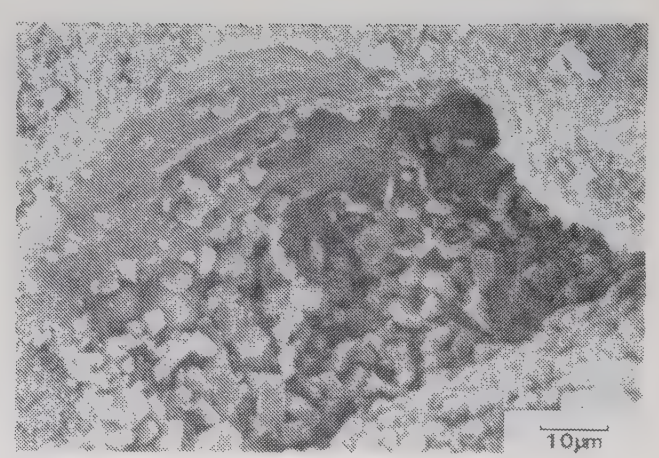
Photo 29: (MO-LP) *Ferrigibbsitane*. Dans la zone externe à gibbsite il y a passage d'une *structure phylliteuse*, héritée du ferriargilane originel, à une *structure prismatique*.

Photo 30: (MEB) id.29. *Transformation* d'une *argile* de ferriargilane en *gibbsite*.

PLANCHE V

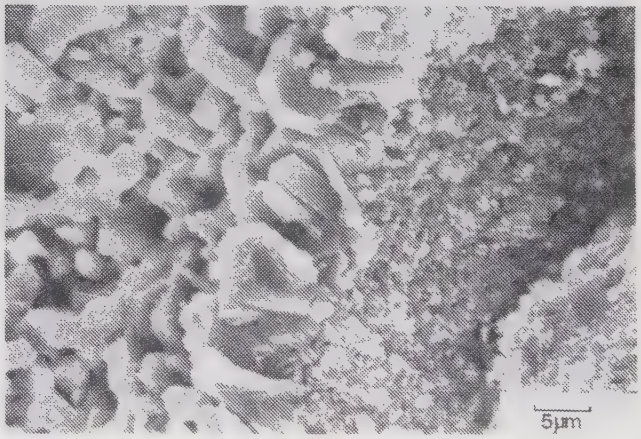


25



26

27



28

29

30

Photo 31: *Cuirasse nodulaire.*

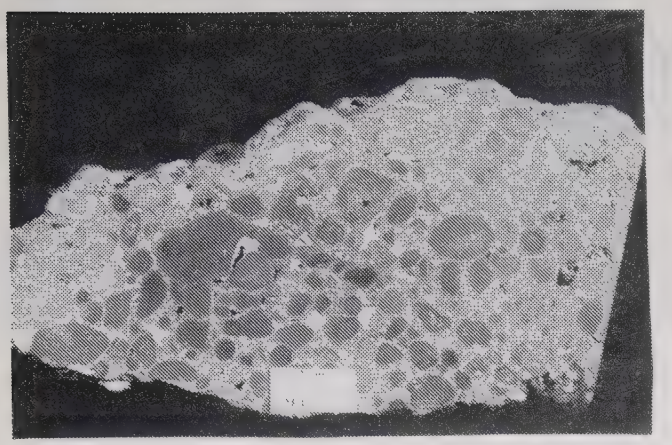
Photo 32: *Cuirasse compacte.*

Photo 33: *Cuirasse pseudobréchique.* Boules fracturées conservant la structure et la texture de l'amphibolite, soudées par une cuirasse poreuse et vacuolaire.

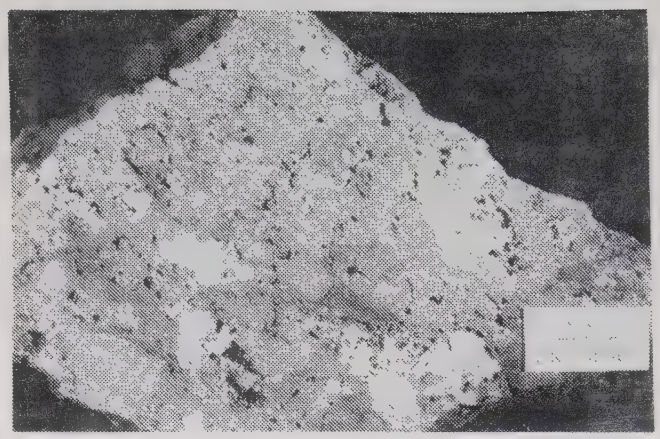
Photo 34: *Cuirasse poreuse et vacuolaire,* Parfois aussi dénommée scoriacée, lorsque les pores sont tapissés d'une pellicule noire ferrugineuse.

Photo 35: *Cuirasse granulaire.* Granules blancs de gibbsite noyés dans un plasma ferrugineux, qui isole des micro-granules de gibbsite.

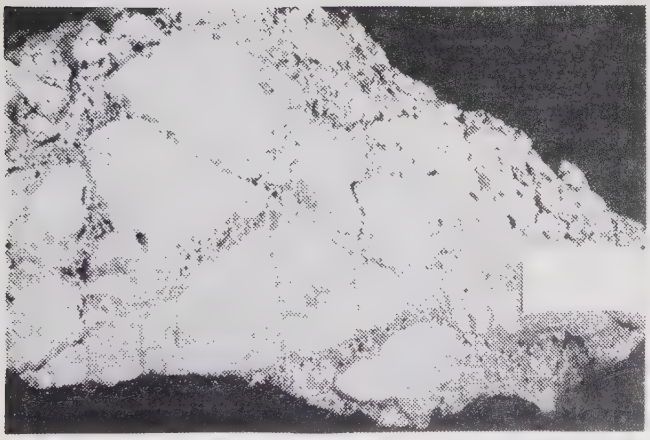
PLANCHE VI



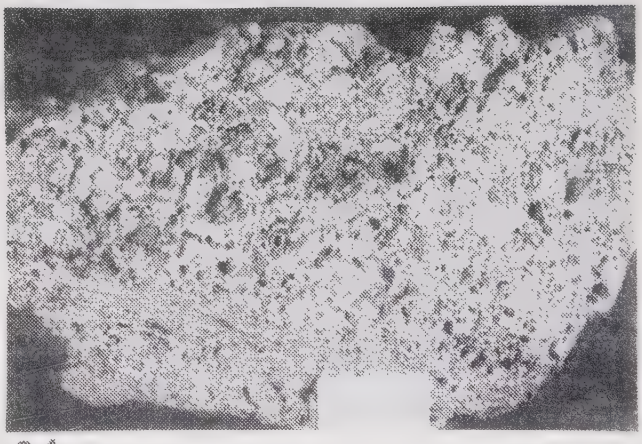
31



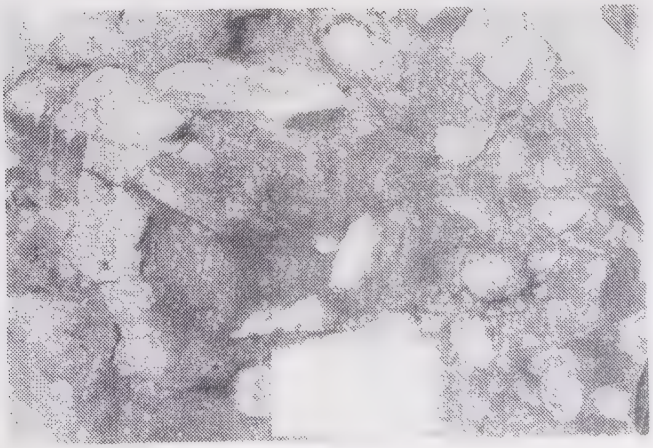
32



33



34



35

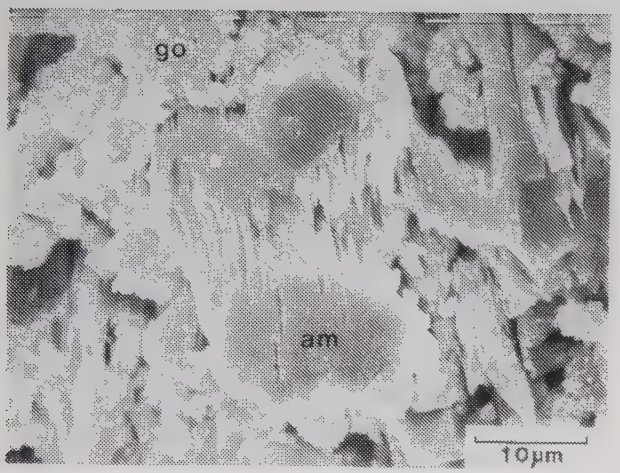
Photo 36: (MEB) *Altération en peigne d'un cristal d'amphibole*(am). Le fer exsudé cristallise sous forme de *goethite* (go) à la face externe du cristal.

Photo 37: (MEB) *Goethite aciculaire* formant le réseau de *cloisons* ferrugineuses résiduelles après l'altération complète des amphiboles.

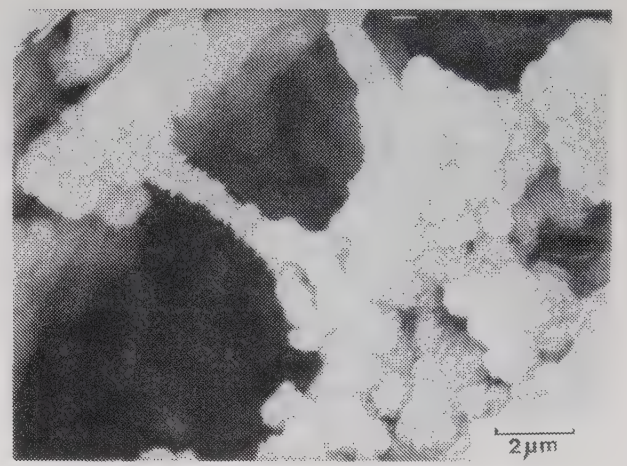
Photo 38 et 39: (MEB) *Néoformation de gibbsite* (gi) sur cristaux résiduels d'amphibole altérée (am.a.). On remarque le contact net entre la gibbsite et l'amphibole altérée dont la structure est conservée.

Photo 40 et 41: (MEB) *Isaltérite pain d'épice*. Réseau de cloisons de goethite aciculaire (go) délimitant des cavités avec ou sans gibbsite (gi). On remarque qu'il y a discontinuité entre la gibbsite et la goethite.

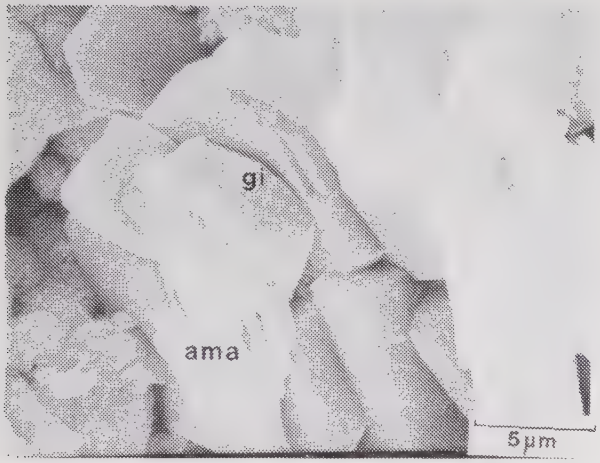
PLANCHE VII



36

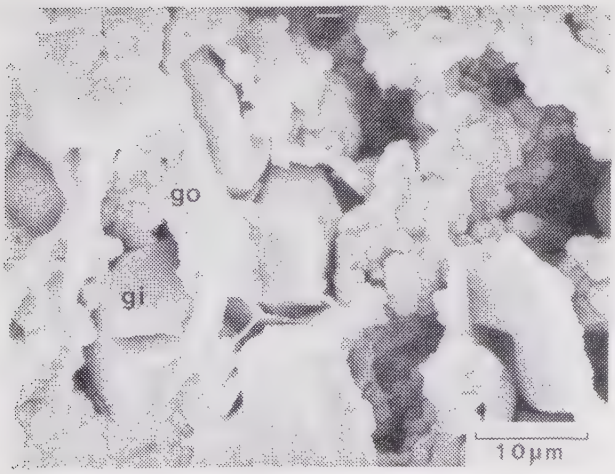


37

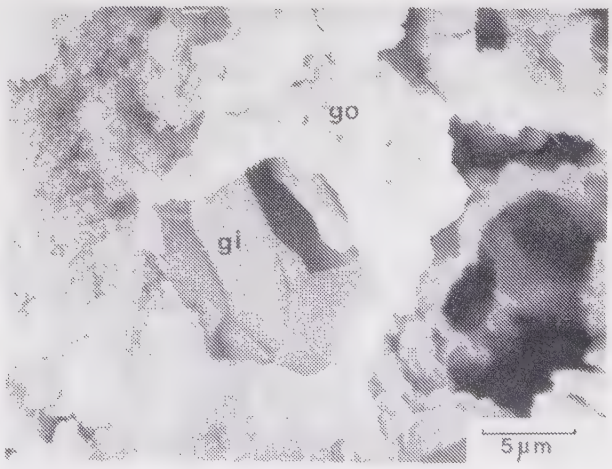


38

39



40



41

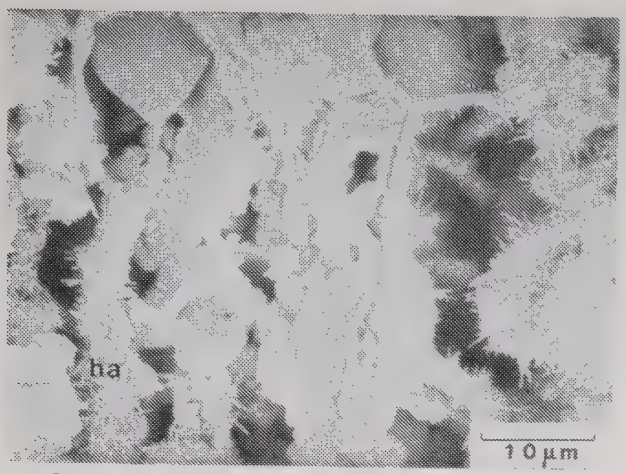
Photo 42 et 43:(MEB) *Cortex d'une boule altérée d'amphibolite.* Accumulation d'halloysite.

Photo 44 et 45:(MEB) *Transformation de gibbsite* (gi)*en halloysite*(ha). On remarque que cette transformation est directe et provoque la microfissuration et l'éclatement du cristal originel de la gibbsite.

Photo 46: (MEB) *Partie externe du cortex,* avec accumulation d'hydroxyde de fer (goethite).

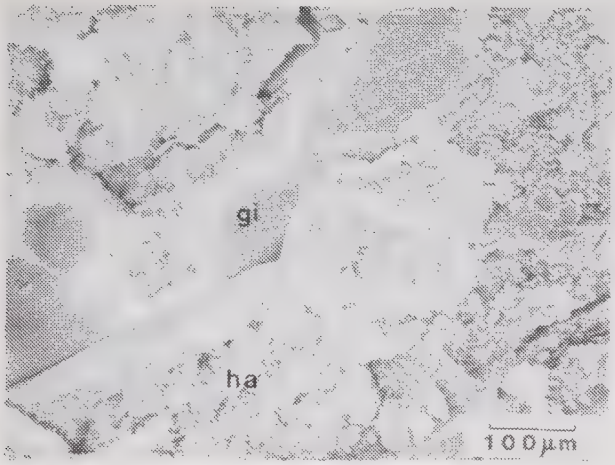
Photo 47 (MEB) *Kaolinite vermiculée des diaclases,* en discontinuité avec les boules d'amphibolite altérée.

PLANCHE VIII



42

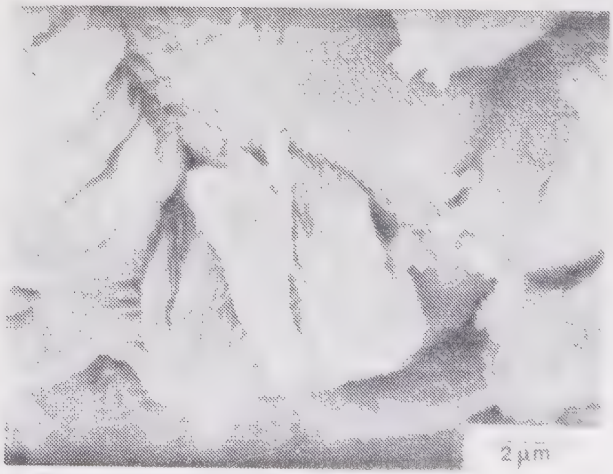
43



44

45

46



47

Photo 48: *Pisolites alumino-ferrugineux:* a) nodules "plasmiques" b) pseudoconcrétion à noyau relictuel; c) concrétion à noyau (concrétion) tronqué.

Photo 49: *Pisolites alumino-ferrugineux:* a) nodule "plasmique" b) concrétion vraie; c) concrétion dégradée; d) pseudo-concrétion à noyau (nodule) relictuel.

Photo 50: *Pisolites alumino-ferrugineux:* a) concrétion vraie à noyau à septa et septa dans le cortex; b) concrétion à noyau (concrétion tronquée), le dernier cortex est sécant sur le noyau; c) nodule plasmique.

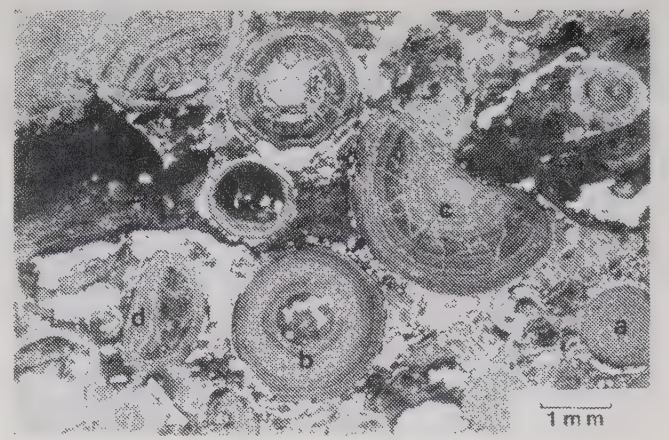
Photo 51: *Pisolites alumineux:* a) noyau (septa); b) 1er cortex avec septa dans la zone externe; c) 2ème cortex limité par un liséré de gibbsite; d) 3ème cortex.

Photo 52: *Nodules* à papules résultant de la dégradation d'un plasma cutanique.

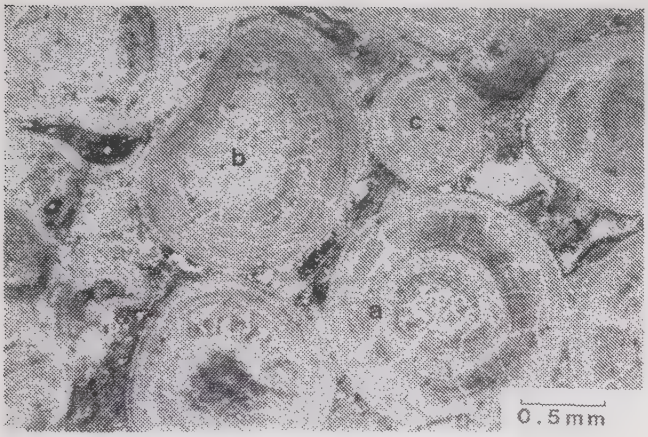
Photo 53: *Pisolites alumineux* incomplètement déferruginisés; a) concrétion vraie à deux cortex; b) concrétion à noyau (concrétion) tronqué; c) nodule plasmique (cortification externe).

PLANCHE IX

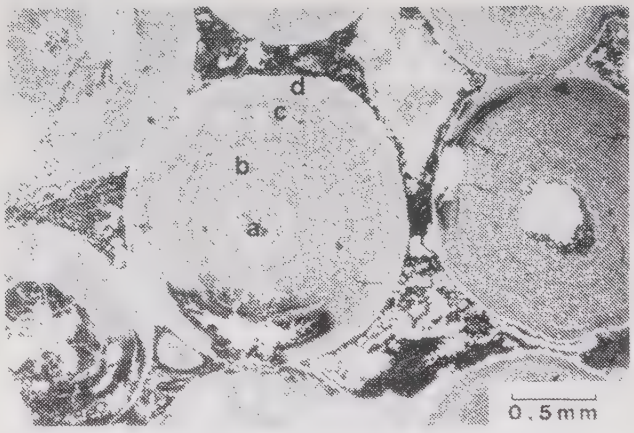
48



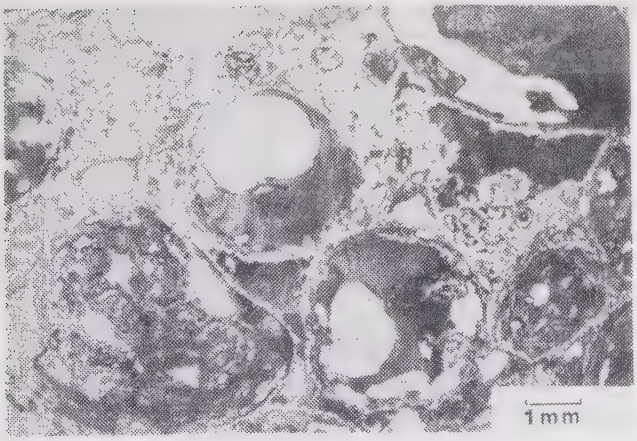
49



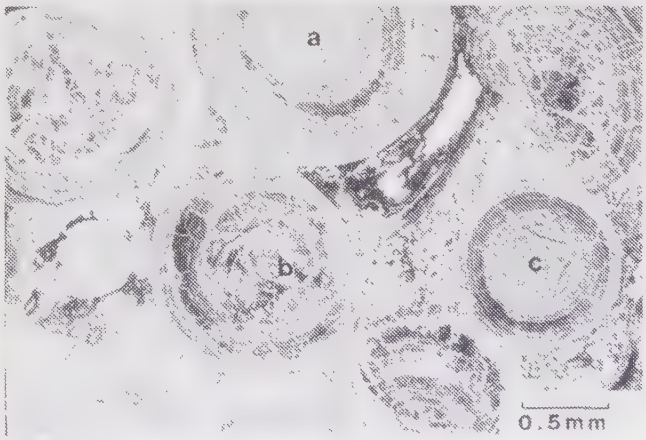
50



51



52



53

Photo 54: *Front de déferruginisation*. En clair plasma à boehmite, en sombre plasma à boehmite et hématite.

Photo 55: *Dégradation des pisolites alumineux* par dissolution de la boehmite (en sombre) et cristallisation de la gibbsite en bordure des vides.

Photo 56-57(MEB).*Transformation de gibbsite en boehmite*. Il y a émiettement des cristaux de gibbsite.

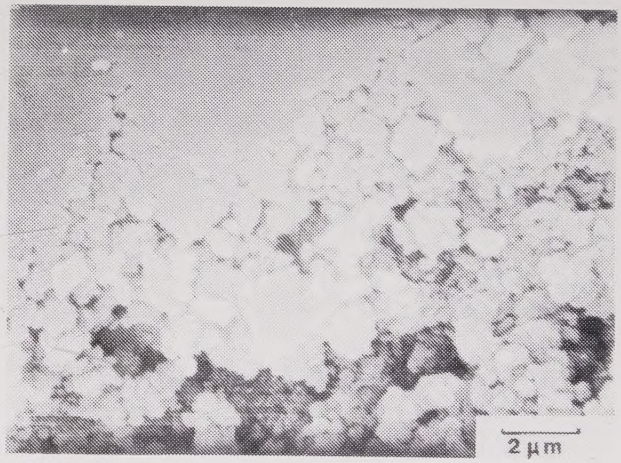
Photo 58-59(MEB).*Déstabilisation de la boehmite* et *néoformation de gibbsite* en bordure d'un vide. La surface de contact gibbsite boehmite est nette.

PLANCHE X

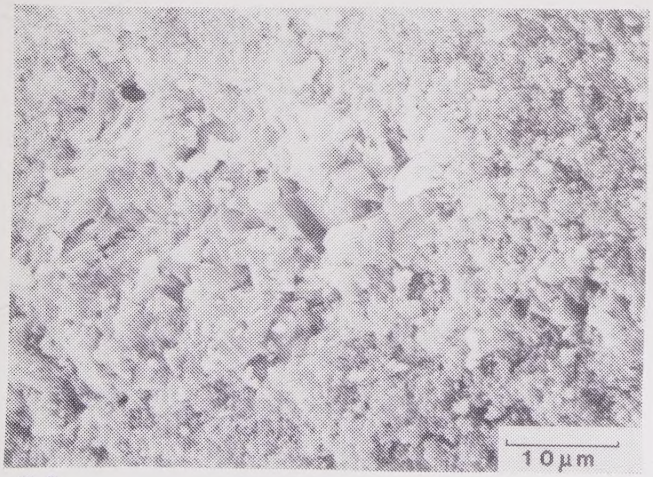
54

55

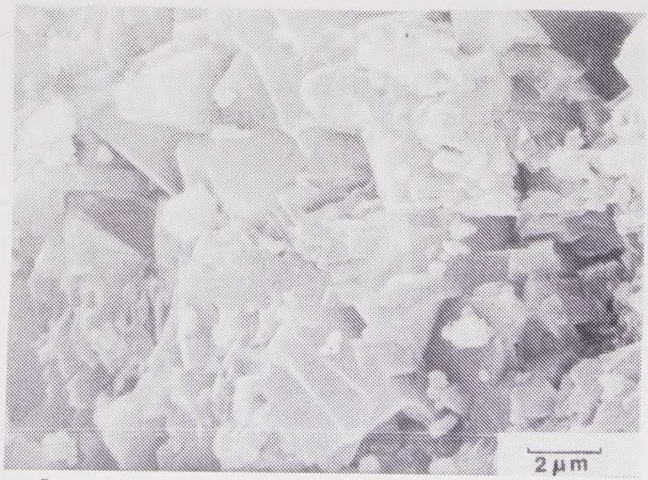
56



57



58



59

OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
ET TECHNIQUE OUTRE-MER

Direction générale :
24, rue Bayard - 75008 PARIS
Service des Publications :
70-74, route d'Aulnay - 93140 BONDY

O.R.S.T.O.M Éditeur
Dépôt légal : 1er trim. 1984
I.S.B.N. : 2-7099- 0715-1

Imp. S.S.C. Bondy